



Научная статья  
УДК 550.8.05

## Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления

А.С.ЕГОРОВ, Н.В.БОЛЬШАКОВА ✉, Д.Ф.КАЛИНИН, А.С.АГЕЕВ  
Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия

**Как цитировать эту статью:** Егоров А.С., Большакова Н.В., Калинин Д.Ф., Агеев А.С. Глубинное строение, тектоника и геодинамика Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления // Записки Горного института. 2022. Т. 257. С. 703-719. DOI: 10.31897/PMI.2022.63

**Аннотация.** Применение зонально-блоковой модели земной коры для построения региональных тектонических схем и разрезов земной коры на основе комплекса геолого-геофизических данных позволяет рассматривать получаемые карты и разрезы как тектонические модели. Основными элементами таких моделей являются блоки с древним континентальным основанием и межблоковые зоны, образованные комплексами островных дуг, аккреционной призмы или океанической коры. Разработанная геотектоническая модель Охотоморского региона отражает особенности глубинного строения, тектоники и геодинамики. Киммерийские Новосибирско-Чукотская, Верхояно-Колымская, Колымо-Омолонская и Амурская складчатые области и альпиды Корьяско-Камчатской и Сахалин-Сихотэ-Алиньской складчатых областей развиваются вдоль северных, западных и южных границ Охотоморского мегаблока с континентальным типом коры. С востока мегаблок ограничивается океаническими бассейнами и островными дугами.

**Ключевые слова:** Охотоморский мегаблок; киммерийские и альпийские складчатые области; субдукционные зоны; океанические впадины северо-востока Тихоокеанского пояса; зонально-блоковая модель земной коры

Поступила: 29.04.2022    Принята: 21.07.2022    Онлайн: 07.11.2022    Опубликована: 10.11.2022

**Введение.** Площадь исследований охватывает геоструктуры зоны перехода от Евразийского континента к Тихоокеанской океанической плите. Формирование геоструктур региона связывается с проявлением мезозойских и кайнозойских субдукционных процессов, коллизионным и сдвиговым причленением островных дуг и микроплит к окраине Евразийского континента. Здесь выделяются палеоплиты (мегаблоки с корой континентального типа), сутурные (межблоковые) зоны, островные дуги и активные континентальные окраины, глубоководные желоба и океанические бассейны. В пределах исследуемого региона выделяются области киммерийской складчатости: Новосибирско-Чукотской, Верхояно-Колымской, Колымо-Омолонской, Амурской и Охотско-Чукотской. Альпийские орогенные структуры представлены Сихотэ-Алиньской, Сахалинской и Корьяско-Камчатской складчатыми областями. Японская, Курило-Камчатская и Алеутская субдукционные зоны являются современными конвергентными структурами. В регионе картируются океанические впадины Японского, Охотского и Берингова морей.

В связи с решением обширного круга задач недропользования Дальневосточный регион длительное время изучается широким комплексом геологических, геофизических и дистанционных методов.

В рамках фиксистской идеологии до 70-80-х годов 20 в. Охотоморский регион рассматривался как зона перехода от Азиатского континента к Тихому океану [1, 2]. Первая тектоническая карта региона масштаба 1:2500000, выполненная в рамках тектоники литосферных плит, была разработана коллективом авторов Российской академии наук под редакцией Н.А.Богданова [3]. Большой вклад в изучение глубинного строения привнесли работы И.П.Косминской, С.М.Зверева, Ю.В.Тулиной, И.С.Берзон и других сотрудников ИФЗ РАН, выполненные совместно с СахКНИИ



(ИМГиГ ДВО РАН). Исследования базировались на данных глубинного сейсмического зондирования, полученных с 1957 до 1969 гг. С 80-х годов 20 в. трестом «Дальморнефтегеофизика» проводились сейсморазведочные работы на более высоком техническом уровне, в ходе которых была установлена блоковая структура акустического фундамента, оконтурены крупные осадочные бассейны, проведена межрегиональная корреляция и стратификация седиментационных бассейнов Сахалина, Северного Приохотья и Западной Камчатки.

Глубинные сейсмические зондирования на Камчатке проводились С.Т.Балестой, В.К.Ут-наситным, В.В.Мишиным, С.П.Белюсовым, Н.И.Павленковой и др. Широкий цикл специализированных исследований региона выполнили японские, китайские, европейские и североамериканские ученые [4-6].

**Постановка проблемы.** По территории рассматриваемого региона накоплен обширный фактический материал, позволяющий выполнять геотектонические построения на новом научно-методическом уровне. Принципиальное значение для решения поставленных задач имеют результаты Государственного геологического картирования масштаба 1:1000000 (ГГК-1000), выполненные под научно-методическим руководством ФГУП «ВСЕГЕИ». В базу данных ГГК-1000 входят материалы гравитационных и магнитных съемок масштаба 1:200000 и расчеты их трансформаций, результаты специализированных дистанционных, геоморфологических и геохимических исследований [7-9]. Задействуются данные батиметрических исследований, сейсмических (ГСЗ и МОВ-ОГТ), сейсмотомографических, геотермических, магнитотеллурических съемок, геологического картирования, глубоководного бурения, геоакустического профилирования и др. [10-12].

Наиболее детальный комплекс современных геолого-геофизических исследований отработан ФГУНПП «Севморгео» к 2010 г. вдоль опорных геофизических профилей «2-ДВ-М» и «1-ОМ», пересекающих акваторию Охотского моря [13, 14]. Комплекс съемок включал наборные гравимагнитные наблюдения, аэрогравиметрические и аэромагнитометрические съемки, газогеохимические исследования, сейсморазведку КМПВ-ГСЗ и МОВ-ОГТ и поверхностное сейсмоакустическое профилирование.

В 2010-2021 гг. в Охотском море проводились исключительно поисково-разведочные работы на лицензионных участках. Можно предполагать, что региональный этап исследований этого региона близится к завершению. Однако, несмотря на значительный объем геолого-геофизических исследований, выполненных в Охотском море и на сопредельных территориях, дискуссионным остается вопрос об этапах формирования основных тектонических структур региона, характерных для последовательно сменяющихся геодинамических обстановок. В связи с этим требуется разработка геолого-структурной основы региона, отражающей характерные особенности строения фундамента и осадочного чехла в латеральном и радиальном измерениях. Важным шагом на пути создания такой основы является разработка зонально-блоковой модели строения земной коры на основе изучения проявления моделируемых структур в геофизических полях [15, 16].

**Методология.** Для анализа закономерностей пространственного распределения полей и их последующей интерпретации рассчитаны региональные и локальные составляющие гравитационного и магнитного полей, полный горизонтальный (модуль) и вертикальный градиент поля силы тяжести, угол наклона производной (ТИТ-трансформация), «псевдогравитационное поле» и карты искусственного псевдорельефа.

При районировании территории по комплексу геофизических полей использованы классификационные алгоритмы с распознаванием образов без обучения. В ходе исследований применены классификации потенциальных полей, реализуемые в программном пакете COSCAD 3D. Дополнительно выполнена классификация полей с использованием алгоритма Д.С.Зеленецкого в программе АСОД «Воздух». В ходе качественной интерпретации потенциальных полей и их трансформант выделены блоки, межблоковые зоны, вулканические пояса, разрывные нарушения и выполнена их геотектоническая интерпретация (рис.1, а).

Для построения интерпретационного разреза региона было выбрано сечение композитного профиля А-Б, положение которого представлено на рис.1, а. Так как профиль 2-ДВ-М (протяженность 1700 км) является сугубо морским, для разработки единой глубинной модели строения, иллюстрирующей структуры моря и прилегающей суши, композитный профиль продлен на сопредельную часть материка.

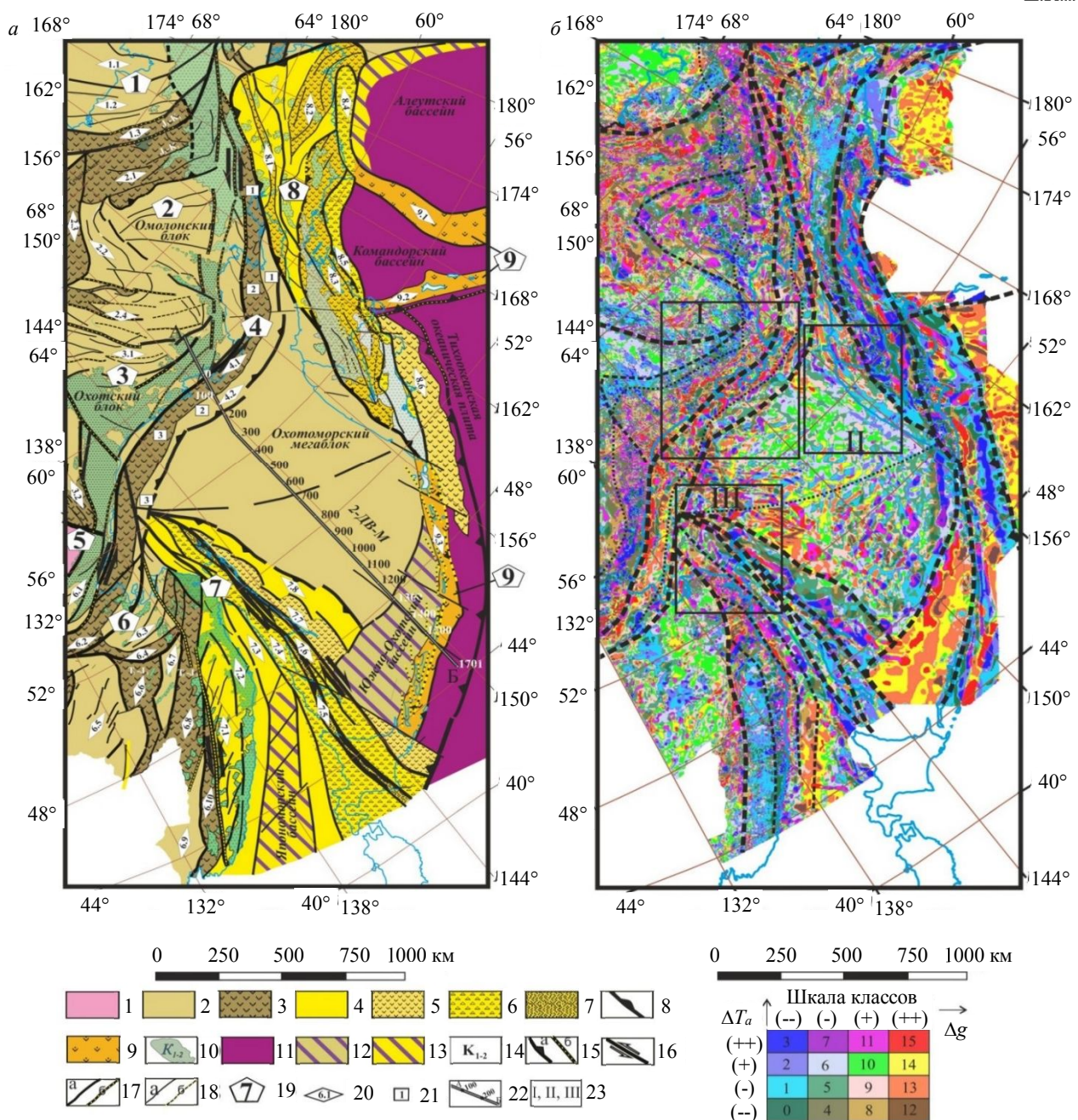


Рис. 1. Тектоническое районирование консолидированной коры Охотоморского региона и структур его складчатого обрамления (а); безталонная классификация локальной составляющей потенциальных полей (б) ( $\Delta T_a$  – аномальное магнитное поле;  $\Delta g$  – поле силы тяжести)

1-11 – структурно-вещественные комплексы консолидированной коры: 1 – древних платформ; 2, 3 – киммерийских складчатых областей (СО); 2 – блоки; 3 – межблоковые (сутурные) мегазоны; 4-6 – альпийских СО: 4 – блоки; 5, 6 – межблоковые (сутурные) мегазоны (5 – выполненные нерасчлененными вулканогенно-осадочными островодужными комплексами, 6 – выполненные образованиями аккреционной призм); 7 – офиолиты; 8 – зона субдукции; 9 – комплексы современных островных дуг; 10 – комплексы активных континентальных окраин; 11 – комплексы океанической коры; 12, 13 – комплексы коры переходного континентально-океанического типа: 12 – на киммерийском основании, 13 – на альпийском основании; 14 – возраст комплексов межблоковых зон; 15-18 – разрывные нарушения: 15 – границы складчатых областей (а – надвиговые, б – прочие); 16 – региональные сдвиги; 17 – границы структурных зон (а – надвиговые; б – прочие), 18 – второстепенные разрывные нарушения (а – надвиговые; б – прочие); 19 – индекс главных геоструктур; 20 – индекс структур; 21 – индекс сегмента структуры; 22 – линия композитного геолого-геофизического разреза А-Б (рис.2); 23 – границы контуров для рис.3-5 соответственно

Индекс структур региона: 1 – Новосибирско-Чукотская складчатая область: 1.1 – Раучанская, 1.2 – Западно-Чукотская, 1.3 – Южно-Аноийская; 2 – Колымо-Омолонская складчатая область: 2.1 – Олойская, 2.2 – Прикольмо-Омолонская, 2.3 – Полусненская, 2.4 – Уяндина-Ясаченская; 3 – Верхояно-Колымская складчатая область: 3.1 – Адыга-Сунтарская, 3.2 – Южно-Верхоянская; 4 – Охотско-Чукотская коллизивно-активноокраинная складчатая область: 4.1 – Охотско-Чукотская сутурная зона (1 – Мургалский, 2 – Южно-Тайгоносский, 3 – Тауйский), 4.2 – краевой складчато-надвиговой пояс (1 – Шелиховский, 2 – Примагаданский, 3 – Билибинский); 5 – Алдано-Становой шит Сибирской платформы; 6 – Амурская коллизивно-активноокраинная складчатая область: 6.1 – Становая, 6.2 – Амуро-Охотская, 6.3 – Нимеленская, 6.4 – Ульбанская, 6.5 – Буреинская, 6.6 – Баджалская, 6.7 – Горинская, 6.8 – Нижне-Амурская, 6.9 – Ханкайская, 6.10 – Самаркинская зоны; 7 – Сахалин-Сихотэ-Алиньская коллизивно-активноокраинная складчатая область: 7.1 – Центрально-Сихотэ-Алиньская, 7.2 – Восточно-Сихотэ-Алиньская, 7.3 – Татарский прогиб, 7.4 – Западно-Сахалинская, 7.5 – Мерей, 7.6 – Восточно-Сахалинская, 7.7 – Восточный Сахалин-Немура, 7.8 – Восточно-Сахалинский прогиб; 8 – Корьяско-Камчатская аккреционно-коллизивно-активноокраинная складчатая область: 8.1 – Западно-Корьяская, 8.2 – Центрально-Корьяская, 8.3 – Олоторская, 8.4 – Хатырская, 8.5 – Ветловско-Говенская, 8.6 – Кроноцкая зоны; 9 – островные дуги: 9.1 – Ширшова, 9.2 – Алеутско-Командорская, 9.3 – Курильская

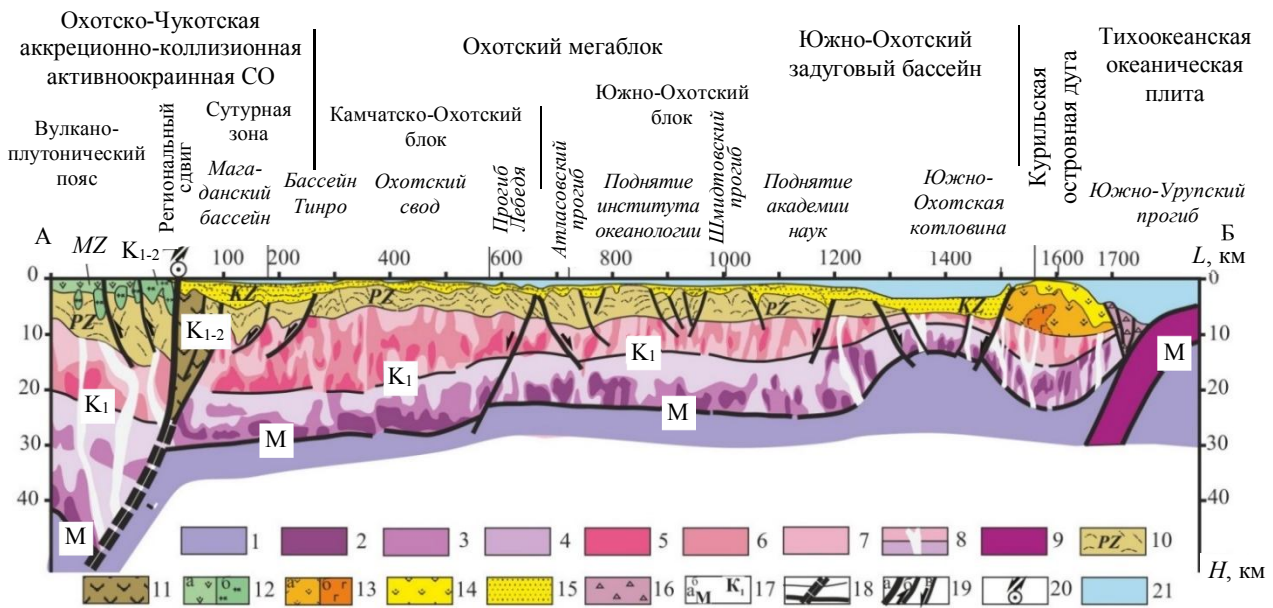


Рис.2. Глубинный геолого-геофизический разрез вдоль композитного профиля А-В

1-16 – структурно-вещественные подразделения литосферы: 1 – верхняя мантия; 2-4 – нижняя кора, дифференцированная по параметру «рефлективность» (2 – высокая, 3 – повышенная, 4 – средняя); 5-7 – верхнекоровый (гранито-гнейсовый) слой, дифференцированный по параметру «рефлективность» (5 – высокая, 6 – повышенная, 7 – средняя); 8 – ареалы пониженной рефлективности кристаллической коры; 9 – океаническая кора; 10 – деформированные осадки консолидированного фундамента; 11 – комплексы древних островных дуг и аккреционных призм в составе сутурных зон; 12 – осадочно-вулканогенные комплексы активной континентальной окраины и платформенного чехла (а) и интрузивные массивы (б); 13 – слаболиффицированные осадочно-вулканогенные комплексы (а) и интрузивные массивы островной дуги (б); 14 – современные осадки и вулканиты островной дуги; 15 – осадочные комплексы платформенного чехла; 16 – комплексы аккреционной призмы; 17 – границы радиальной расслоенности земной коры, в том числе подошва земной коры (М) (а) и гранито-гнейсового слоя (К1) (б); 18 – глубокий канал Охотско-Чукотской сутурной зоны; 19 – разрывные нарушения (а – глобальные, б – региональные, в – второстепенные); 20 – метка глобальной левосторонней сдвиговой зоны; 21 – слой морской воды

Для построения геолого-геофизического разреза вдоль геотраверса 2-ДВ-М использованы опубликованный сейсмический разрез МОВ-ОГТ, расчетный скоростной разрез в данном сечении [14] и сейсмический разрез в показателях «рефлективности», выполненный с помощью программного пакета ArcMap [15].

Для глубинного картирования структур вдоль композитного разреза решена обратная задача гравиразведки в COSCAD 3D. Построенные псевдоплотностные разрезы в комплексе с сейсморазведочными данными позволили оценить распределение структурно-вещественных комплексов земной коры в сечении композитного профиля (рис.2).

Комплексная тектоническая интерпретация разнородных используемых фактических материалов успешно выполняется в рамках зонально-блоковой модели земной коры. В рамках этого методического подхода важнейшими элементами разрабатываемой модели земной коры являются блоки, за которые принимаются условно стационарные области геофизических параметров, а за межблоковые зоны – области изменения структуры геофизических полей. Термину «блок» на стадии тектонической интерпретации комплекса геофизических данных отвечают континентальные части палеоплит; межблоковым зонам – сутуры коллизионных орогенов, рифтовые зоны, региональные сдвиги [16]. Межблоковые зоны проявляются как узкие полого погружающиеся глубинные каналы с клиновидной синформой в верхней коре.

Сильным инструментом современного этапа исследований является геодинамический анализ геолого-геофизических данных. Для моделирования структурно-вещественных неоднородностей земной коры использовано параметрическое описание структур – тектонотипов, сформированных в различных геодинамических обстановках (структурных, вещественных и морфологических параметров их глубинного строения, особенностей седиментации, магматизма, метаморфизма и проявления в геофизических полях). Значительный прогресс в опознании типов глубинных структур связывается с применением современных технологий «распознавания образов с обучением» на основе вовлечения в построения результатов изучения аналогов.



Тектонические карты (схемы) и геолого-геофизические разрезы земной коры и верхней мантии отражают закономерности размещения главных структурно-вещественных подразделений земной коры Охотоморского региона как следствия геодинамических процессов киммерийского и альпийского циклов орогенеза.

**Обсуждение результатов.** На составленной тектонической схеме площади исследований выделяются позднекиммерийские структуры Новосибирско-Чукотской, Колымо-Омолонской, Верхояно-Колымской и Амурской коллизионных складчатых областей. Пограничное положение с Охотоморским континентальным мегаблоком занимает Охотско-Чукотская коллизионно-активноокраинная складчатая область. Вдоль северного и юго-западного фланга Охотоморского мегаблока развиваются структуры Корякско-Камчатской и Сахалин-Сихотэ-Алиньской аккреционно-коллизионно-активноокраинных складчатых областей. На восточном фланге площади исследований картируются островные дуги Ширшова, Алеутско-Командорская и Курильская, а также Тихоокеанский океанический бассейн и задуговые океанические бассейны – Командорский и Алеутский, Южно-Охотский (см. рис.1, *а*). Эти структуры уверенно проявляются в потенциальных геофизических полях и на карте безэталонной классификации потенциальных полей, рассчитанной на основе интеграции карт аномальных магнитного и гравитационного полей (рис.1, *б*) и на глубинном геолого-геофизическом разрезе (рис.2). Как правило, для крупнейших геотектонических структур устанавливается однотипный характер проявления в потенциальных полях [17].

*Киммерийские структуры.* Северный и западный фланг площади исследований занимают Новосибирско-Чукотская, Верхояно-Колымская и Колымо-Омолонская складчатые области.

Новосибирско-Чукотская коллизионная область представлена структурами Северо-Восточного блока с корой континентального типа и Южно-Аньюйской сутурной зоной. Для Северо-Восточного блока характерны однородные изометричные гравитационное и магнитное поля; Аньюйская зона выделяется системой продольных линейных аномалий.

Северо-Восточный блок, включающий Раучанскую и Западно-Чукотскую зоны [18], представляет собой деформированную позднекиммерийской складчатостью южную окраину континентальной плиты Гиперборея. Образования древней кристаллической коры отвечают гренвильскому или байкальскому фундаменту [19]. Пермско-триасовые-нижнеюрские терригенные отложения залегают с некоторым несогласием на палеозое и интенсивно деформированы перед поздней юрой. Верхняя юра и низы мела выполняют на побережье молассоидные наложенные впадины. Степень дислоцированности отложений возрастает к юго-востоку. Образования Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса перекрывают восточный фланг рассматриваемого фрагмента мегаструктуры.

Формирование Южно-Аньюйской сутурной зоны связывается с закрытием Южно-Аньюйского палеоокеана позднеюрско-раннемелового возраста. Разрез зоны выполнен пермскими офиолитами, на которых несогласно залегают терригенный флиш берриаса-валанжина и комплексы аккреционной призмы позднеюрско-раннемелового возраста. Коллизионный орогенез относится к раннему-позднему мелу и проявлен в форме межгорных осадочных впадин и вулcano-плутонических ареалов [18]. Образования восточного фланга этого коллизионного орогена перекрыты раннепозднемеловыми комплексами Охотско-Чукотского вулcano-плутонического пояса.

Колымо-Омолонская складчатая область (СО) в пределах площади исследований представлена раннедокембрийским континентальным Омолонским блоком, обрамляемым Олойской, Полусненской и Уяндина-Ясачненской сутурными зонами.

В выступах кристаллического фундамента в центральной части Омолонского блока и на его флангах (Приколымо-Омолонская зона) картируются гнейсы, амфиболиты, граниты, мигматиты архейского возраста, метаморфиты, ультрамафиты и кристаллические сланцы первично осадочного происхождения раннепротерозойского возраста. Перекрывающие их шельфовые карбонатно-терригенные (палеозой) и терригенные (мезозой) образования слабо деформированы. В пределах сутурных зон картируются образования палеозойских и мезозойских островных дуг, аккрецированных в средней юре.

В потенциальных геофизических полях однородный Омолонский блок обрамляется линейными аномалиями сутурных зон. Восточная граница блока со структурами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса контрастно проявлена резкой сменой характера полей.



Верхояно-Колымская складчатая область представлена на площади исследований Адыга-Сунтарской и Южно-Верхоянской сутурными зонами, обрамляющими Охотский континентальный блок. Формирование складчатой области связывается с последовательным причленением к окраине Сибирской палеоплиты Охотской, Омолонской и Индигиро-Алазейской палеоплит.

Охотский блок имеет, предположительно, древний раннедокембрийский фундамент, на что указывают датировки по цирконам U-Pb методом [20]. В его пределах закартированы архейские гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, раннепротерозойские сланцы, рифейские, палеозойские и мезозойские шельфовые карбонатно-терригенные и терригенные комплексы. Осадочные комплексы смяты в складки и нарушены разломами в конце юрского и начале мелового периодов. Характерны крупные плутоны гранитоидов, формирование которых происходило одновременно с тектоническими деформациями.

Анализ пространственного распределения гравитационного и магнитного полей показывает, что Охотский блок представляет собой часть крупной палеоплиты с корой континентального типа. В потенциальных полях ареал стационарных значений полей центральной части блока обрамляется линейными зонами на его периферии. Его юго-восточная граница с Охотско-Чукотской сутурной зоной контрастно проявляется резкой сменой инфраструктуры полей. Менее четкая картина зональности геофизических полей в сравнении с Омолонским блоком позволяет предполагать, что Охотский массив в большей степени деформирован киммерийскими складчато-надвиговыми сооружениями. Широко развитые в регионе вулканические образования мелового возраста являются проявлениями активной континентальной окраины.

Вдоль границы Омолонского и Охотского блоков развиваются сдвиговые дислокации Арктическо-Азиатской региональной сдвиговой зоны (см. рис.1, а). Последняя трассируется от хребта Гаккеля через хребет Черского неотектоническими взбросами с амплитудой до 2,0-3,1 км. Северная ветвь этих дислокаций протягивается до залива Шелихова Охотского моря и далее в Алеутскую субдукционную зону [21]. По аналогии с Северо-Американской зоной Сан-Андрес В.С.Имаев (2019) рассматривает эту структуру как классическую трансформную дислокацию, которая по простиранию изменяет свой морфокинематический тип: деформации растяжения океанического хребта Гаккеля на континенте преобразуются в левосторонний региональный сдвиг.

Охотско-Чукотская аккреционно-коллизивно-активноокраинная складчатая область сформирована в результате последовательного проявления различных геодинамических обстановок: субдукционные структуры позднемезозойского Охотско-Чукотского вулканического пояса активной континентальной окраины и Охотско-Чукотский коллизивный ороген, заложенный в области коллизивного сочленения Евразийского и Охотоморского палеоконтинентов. Для СО характерна четкая линейная зональность полей. Западный фланг области, отвечающий ареалу развития Охотско-Чукотского вулканического пояса, характеризуется повышенными значениями магнитного поля и пониженными значениями гравитационного поля.

Охотско-Чукотский вулканический пояс сформирован в ранне-позднемеловую эпоху в условиях субдукции литосферной плиты под край Евразийского континента. Вблизи от дневной поверхности ее положение маркируется Охотско-Чукотской сутурной зоной и ее глубинным каналом, испытывающими общее погружение в западном направлении (рис.2). В сечении опорного разреза вулканы пояса, подстилаемые деформированными осадками мезозойского и палеозойского возрастов, перекрывают Охотский блок с корой континентального типа мощностью до 50 км. В разрезе выделяются нижнекоровый слой (до 22 км) со скоростями 6,5-6,8 км/с и верхнекоровый мощностью в 16-18 км со скоростями 6,2-6,4 км/с [13, 22].

Охотско-Чукотский коллизивный ороген сформирован в результате столкновения Охотоморской и Евразийской палеолит. Этот процесс обозначил отмирание зоны субдукции, завершение магматизма в Охотско-Чукотском вулканическом поясе, формирование Охотско-Чукотской сутурной зоны и складчато-надвиговых структур орогена.

Картирование Охотско-Чукотской сутурной зоны опирается на прослеживание в геофизических полях Северо-Мургаляского и Южно-Тайгоносского сегментов этой зоны (см. рис.1). Здесь выделяются позднепалеозойские пассивноокраинные комплексы, вулканогенно-терригенные образования аккреционных поясов (барремский ярус) и вулканогенные позднепермские-раннемеловые комплексы развитых островных дуг, а также габбро-перидотитовая ассоциация океанических

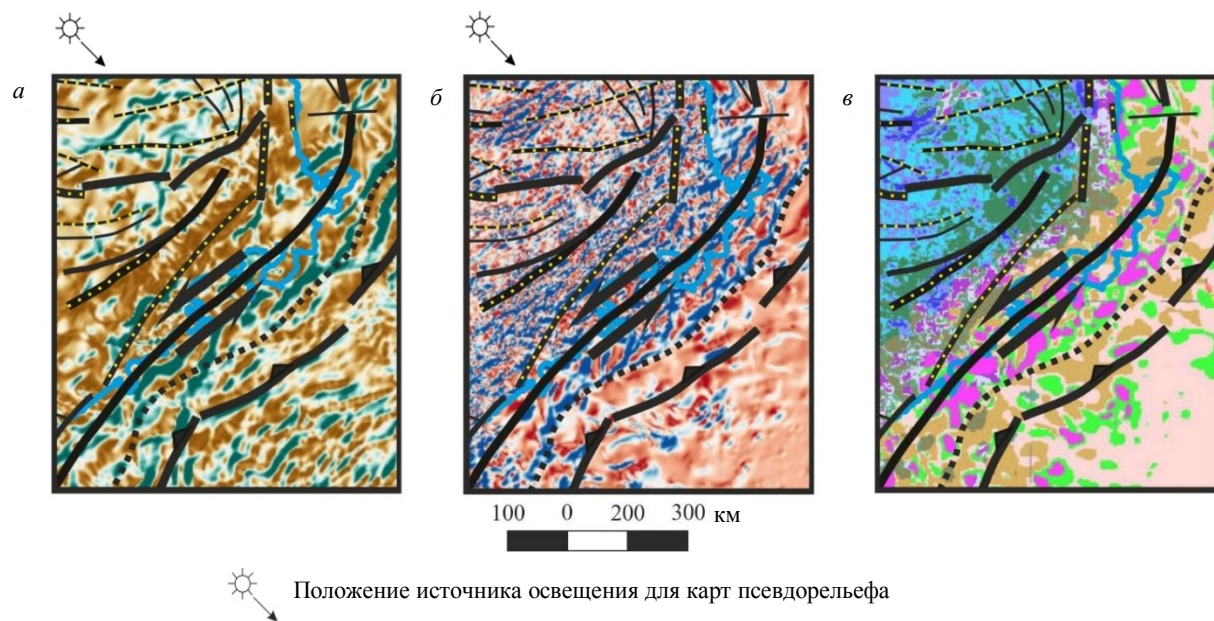


Рис.3. Проявление структур Охотско-Чукотской аккреционно-коллизивно-активноокаинной складчатой области в геофизических полях: *а* – псевдорельеф гравитационного поля; *б* – псевдорельеф магнитного поля; *в* – безталонная классификация потенциальных полей (положение площади соответствует врезке I на рис.1, б)

Шкалу классов см. на рис.1

рифтов и абиссальных равнин дна океанов. В центральной части зоны (Тауйский сегмент) картируются андезито-базальтовая и габбро-диорит-гранодиоритовая ассоциации островных дуг (нижний мел) и аккреционных поясов [17]. В потенциальных полях зоне соответствуют линейные положительные аномалии гравитационного поля (рис.3, *а*); в магнитном поле – четкая линейная зональность с многочисленными высокоамплитудными положительными локальными аномалиями (рис.3, *б*). Ареал развития аномалий позволяет картировать границы этой сутурной зоны на всем ее протяжении. Зона уверенно прослеживается на карте классов потенциальных полей (рис.3, *в*). Присутствие комплексов аккреционных призм и островных дуг показывает развитие в раннем мелу энсиматической островной дуги.

На разрезе земной коры (см. рис.2, пикеты 0-100 км) зона моделируется в форме клиновидной структуры с узким погружающимся в западном направлении глубинным каналом. Эта шовная структура проявляется на разрезе резким изменением мощности коры от 50 до 30 км.

Вдоль западного фланга сутуры развивается региональная сдвиговая зона. Восточный фланг этой левосдвиговой зоны развивается в обстановке растяжения, определяющей конфигурацию, мощность и наполнение кайнозойских осадочных бассейнов. На севере Охотского моря сутурная зона перекрывается Магаданской впадиной, имеющей значительную мощность с горизонтально выдержанными слоями. На глубинном разрезе граница Мохо приподнята по сравнению с соседними участками профиля [16, 26].

Существование сдвиговой компоненты вдоль западного фланга Охотско-Чукотской сутурной зоны привело в дальнейшем к заложению рифтов типа pull-apart и горстов. Рифтогенное проседание земной коры привело к формированию вдоль окраины Евразийского континента Шантарского, Кашеваровского, Лисянского, Ямско-Тауйского, Гижигинского, Магаданского, Шелиховского и Пенжинского бассейнов. Средняя мощность чехла в бассейнах достигает 10 км.

Амурская складчатая область (АСО) сформирована в конце мезозоя в ходе закрытия Монголо-Охотского сегмента Тихого океана при длительном коллизивном сочленении Сибирского, Сино-Корейского континентов и более мелких по размерам микроплит с заложением структур Монголо-Охотского шва, Амуро-Охотской и Ульбанской зоны, Нижне-Амурской и Самаркинской сутурных зон, а также деформированных окраин Сибирского и Сино-Корейского палеоконтинентов (восточный фланг Станового мегаблока [23], Буреинский и Ханкайский массивы). Пространственное распределение потенциальных полей отражает положение блоков с изометричным характером полей и межблоковых зон с линейной морфологией полей.



Становой мегаблок обладает корой континентального типа с мощным гранито-метаморфическим слоем (более 25 км) и повышенной плотностью нижней коры. В результате мезозойских коллизионных процессов на фоне древней архейской коры в его пределах закладываются гранитоидные интрузивные массивы. В поздней юре – раннем мелу на юго-восточном фланге мегаблока формируется вулcano-плутонический комплекс активной континентальной окраины.

Амуру-Охотская и Ульбанская зоны являются границами Сибирского и Сино-Корейского континентов. Для этих зон характерны чешуйчато-надвиговая структура деформаций и разнородный вещественный состав: фрагменты океанической коры, комплексы аккреционной призмы и рифтовые образования мезозойского и кайнозойского возрастов. В построениях в сечении профиля «Рубцовск – мыс Невельского» зона проявляется как мощный аккреционный клин, наклоненный в сторону Сибирской плиты [16].

Нижнеамурская сутурная зона выполнена палеозойско-нижнемезозойскими базальтами, диабазами аккреционной призмы и океаническими кремнисто-глинистыми комплексами. Эти образования интенсивно дислоцированы многочисленными разрывными нарушениями.

Фундамент Буреинского и Ханкайского блоков включает архейские и раннепротерозойские комплексы глубоко метаморфизованных пород. Обширный Буреинский блок проявляется изометричным характером аномалий потенциальных полей (см. рис.1, б). Здесь широко проявлены коллизионные гранитоиды палеозойского и мезозойского возрастов. Выделяются палеозойские и мезозойские терригенно-карбонатные комплексы пассивных окраин и вулканогенные комплексы позднепалеозойских активных окраин.

Важное заключение об истории развития региона можно сделать из факта пространственной увязки Амуру-Охотской (АСО) и Охотско-Чукотской сутурных зон одноименной аккреционно-коллизионно-активноокраинной складчатой области. На карте безэталонной классификации полей (рис.1, б) видно, что линейные аномалии 14 и 15 классов (аномально высокие значения гравитационного поля, высокие и повышенные значения магнитного поля) без искажений протягиваются из Охотско-Чукотской в Амуру-Охотскую зону.

Охотоморский мегаблок с мощностью коры около 25-30 км располагается в акватории Охотского моря [24]. Его верхняя кора (гранито-гнейсовый слой) имеет скорости продольных волн 5,7-6,3 км/с, нижняя кора – 6,5-6,9 км/с. Мощность коры уменьшается в направлении от континента к Курильским островам, что предположительно связывается с воздействием субдукционной зоны и проявлением мантийного диапира [22].

На дневной поверхности его северо-восточный фланг экспонируется только в пределах Западно-Камчатской зоны. Обнаружение здесь многочисленных цирконов с возрастом от архея до раннего мела, подвергшихся региональному метаморфизму в позднем мелу 77 млн лет [25], свидетельствует о континентальном типе коры мегаблока [26]. Его древний консолидированный фундамент [26] перекрывается позднемеловым-кайнозойским чехлом, мощность которого, установленная по геофизическим данным, варьируется в пределах 1-12 км [27]. На возвышенностях фундамента закартированы гранитоиды нижнего и верхнего мела и кислые вулканиты [28, 29].

Мегаблок характеризуется изометричным характером пространственного распределения геофизических полей, которые в пограничных зонах со смежными складчатыми областями обретают элементы линейной зональности (рис.1, б). Мегаблок разбивается глубинным разломом на два блока, глубинное строение которых существенно различается (рис.2). Северный Камчатско-Охотский блок характеризуется относительно небольшими глубинами моря и проявляется знакопеременными слабо повышенными гравитационным и магнитным полями. Его глубинный разрез имеет повышенную до 30 км мощность (рис.2, пикеты 0-650). Верхнюю часть разреза выполняют слой древних осадков и кайнозойский чехол. Южно-Охотоморский блок выделяется знакопеременным гравитационным полем при общем повышенном значении магнитного поля. Для него характерна пониженная до 25 км мощность земной коры с закономерным увеличением скорости упругих волн в сторону Южно-Охотского прогиба (рис.2, пикеты 650-1500). Этот феномен связывается с интенсификацией базификации земной коры по мере уменьшения глубины субдукционной зоны [22]. Положение возможных каналов поступления глубинных флюидов в земную кору моделируется ареалами пониженной рефлексивности (рис.2).

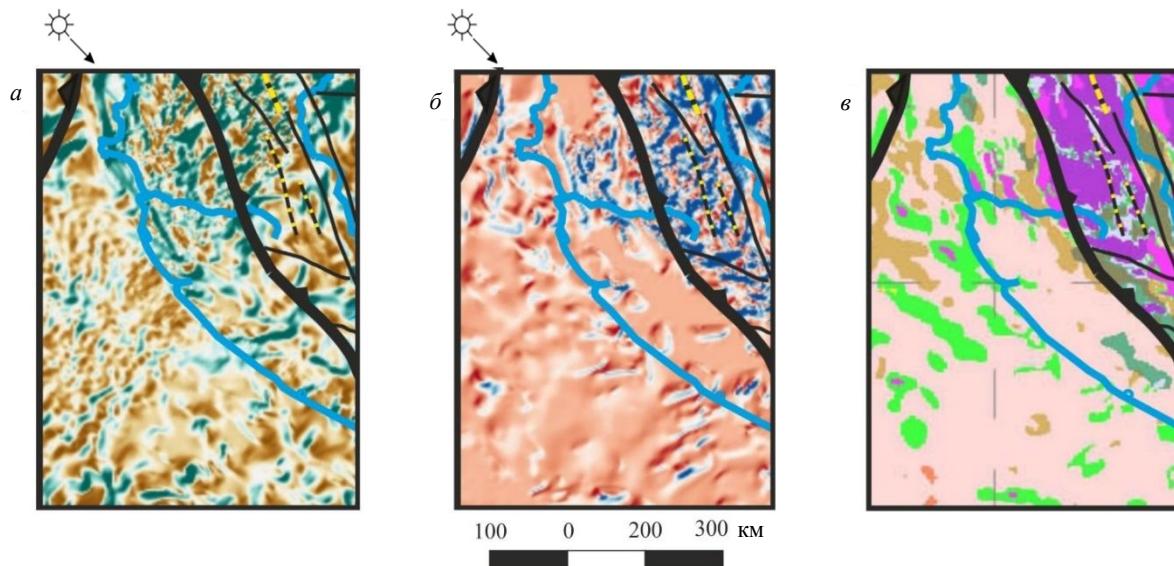


Рис.4. Проявление структур Западной Камчатки и северной части Охотоморского мегаблока в геофизических полях: *а* – псевдорельеф гравитационного поля; *б* – псевдорельеф магнитного поля; *в* – безэталонная классификация потенциальных полей (положение площади соответствует врезке II на рис.1, *б*)  
Шкалу классов и условное обозначение см. на рис.1 и 3 соответственно

Впадины в пределах Охотоморского блока выполнены осадками позднемiocенового-плиоценового возраста. В акватории выделяются Северо-Охотский свод, Центрально-Охотское и Южно-Охотское поднятия, а также ряд прогибов (Северо-Охотский, ТИПРО, Кашеварова, Макарова и др.) и впадины Дерюгина, Южно-Охотская [26].

Существует обоснованное мнение о причленении Охотоморского мегаблока к окраине Евразийского континента около 100 млн лет назад. Далее он перемещался в северо-западном направлении от Южно-Китайского блока вдоль границы палеоконтинента, формируя левосдвиговую тектоническую зону. Коллизионный процесс завершился в позднем мелу около 77 млн лет назад [30], а с Сахалином в палеогене [31].

Западно-Камчатская зона имеет радикально отличающийся от других структур Камчатки разрез земной коры. Эта зона заложена на древнем континентальном основании. В научной литературе выдвигается несколько версий происхождения этого основания. Ряд исследователей полагают, что это отдельный Западно-Камчатский микроконтинентальный блок [32-34]. Другие предполагают, что Западно-Камчатская зона входит в состав Охотоморского мегаблока [25, 26, 35], чего придерживаются авторы данной статьи. Об этом свидетельствует однотипный с северным флангом Охотоморского блока характер проявления зоны в потенциальных геофизических полях (рис.4). Как и в северной части Охотоморского мегаблока здесь отмечается слабоповышенное гравитационное и пониженное магнитные поля, что подтверждает вывод о континентальной природе ее коры. В то же время инфраструктура геофизических полей с элементами продольной зональности отдельных линейных гравитационных и магнитных аномалий говорит о проявлении альпийских тектонических деформаций.

На дневной поверхности в пределах западного фланга зоны картируются терригенные комплексы континентального склона от верхнего мела до эоцена [18, 36]. Древнейшие породы здесь представлены верхнемезозойскими высокометаморфизованными породами срединного комплекса, состоящего из гранулитов, амфиболитов, мигматитов и гранитов, которые обнажаются в южной части Срединного хребта. Самая молодая фаза метаморфизма и кислого гранитного магматизма происходила в раннем эоцене 47-55 млн лет назад [25]. Эти процессы связываются с обдукцией Олюторского островодужного комплекса и океанической коры на окраину Западно-Камчатского блока. Время аккреции на юге Камчатки относится к интервалу 55-50 млн лет назад [36].

В пределах Срединного массива обнаружены обломочные цирконы неметаморфизованного фундамента, изучение которых дает архейский (2900-2500 млн лет), раннепротерозойский



(1700-2100 млн лет), ордовикско-ранне-юрский (460-175 млн лет) и поздне-юрский – ранне-меловой (150-96 млн лет) возраст [25]. Эти факты также свидетельствуют в пользу заключения о континентальном типе коры Западно-Камчатской зоны.

*Альпийские структуры.* Корякско-Камчатская аккреционно-коллизивно-активноокраинная область сформирована в ходе коллизивных и активноокраинных орогенных процессов. В ее разрезе выделяются микроконтиненты с древней континентальной корой, меловые офиолиты, образования позднемезозойских и кайнозойских аккреционных призм и островных дуг. Последние причленились к окраине Евразийского континента с мелового периода [18]. Эта геоструктура развивается в режиме вулканической дуги активной континентальной окраины, связанной с субдукцией Тихоокеанской плиты вдоль Камчатского желоба. В фундаменте Камчатки традиционно выделяется четыре структурных зоны: Западно-Камчатская, Олюторская, Ветловско-Говенская и Кроноцкая островодужная (см. рис.1, а). Их формирование связывается с последовательным причленением Олюторской и Кроноцкой островных дуг, перемещением зоны субдукции в сторону Тихого океана и формированием вулканических поясов и преддуговых прогибов, уверенно картируемых на различных тектонических схемах [34, 36]. Эти структуры контрастно проявляются в потенциальных полях (рис.1, б). В Корякской части складчатой области наиболее контрастные аномальные зоны отвечают положению сутурных зон. В пределах Камчатки поля отражают четкую продольную зональность основных структур.

Олюторская островодужная зона выполнена образованиями островной дуги и офиолитами верхнего мела – нижнего палеогена. Островодужные образования представлены базальтами, андезитами, туфами, вулканокластическими песчаниками, алевролитами, кремнями и яшмами. Офиолиты представлены перидотитами, габбро и диабазами. Они имеют возраст по циркону ~76-72 млн лет. Обдукция Олюторской дуги на Западно-Камчатский блок в северо-восточном направлении произошла 55-50 млн лет назад на юге Камчатки и до ~45 млн лет назад на севере [26, 36, 37]. Восточный фланг Олюторской зоны структурно перекрывает палеогеновую аккреционную призму Ветловско-Говенской зоны. Отмечены обдуцированные покровы офиолитов Олюторской зоны в Корякии и на Восточной Камчатке.

Ветловско-Говенская зона картируется восточнее Олюторской зоны. Их пограничный надвиг северо-западного падения состоит из серпентинитового тектонического меланжа, содержащего ультраосновные породы, габбро и осадки. Зона выполнена образованиями палеогеновой аккреционной призм, накопленными в ходе субдукции океанической литосферы (с северо-западным падением), происходившей от среднего эоцена до плиоцена [36].

Кроноцкая островодужная зона, картируемая на восточном фланге Камчатского полуострова, прослеживается комплексом геофизических данных в акватории Тихого океана (рис.1, б). Линейный характер ее проявления в магнитном и гравитационном полях весьма сходен с проявлением Курильской островной дуги. Предполагается, что Кроноцкая островная дуга развивалась с позднего мела (~85 млн лет) до среднего эоцена (~40 млн лет). Ее причленение к восточной окраине Камчатки относится к позднему миоцену. Верхний предел возраста столкновения дуги с континентом оценивается по миоцен-плиоценовым вулканитам (10-5 млн лет назад) [36-38].

*Океанические и островодужные структуры.* В пределах северо-западной части Тихого океана и окраинных бассейнов Японского, Охотского и Берингова морей развиваются Японская, Курило-Камчатская и Алеутская субдукционные зоны и островные дуги. Субдукционные зоны отделены от Евразийской или Северо-Американской континентальных плит Алеутской, Командорской и Южно-Курильской океаническими котловинами, а также действующими и неактивными вулканическими дугами.

Алеутской котловине с корой океанического типа отвечает крупнейший глубоководный бассейн Берингова моря. Принимая во внимание аномально высокие значения гравитационного и магнитного полей (рис.1, б), вывод авторов «Тектоника Азии» (2021) о коре «задугового бассейна» этой структуры, также как и Командорского, требует более детального уточнения. Структура в целом проявляется аномально высокими значениями гравитационного и магнитного полей (рис.1, б). В западных окраинных частях, судя по локализации положительных магнитных аномалий на фоне пониженного гравитационного поля, можно предположить переходный континентально-океанический тип земной коры.



Формирование коры центральной части котловины связывается со спредингом морского дна, что определяет формирование здесь полосовых магнитных аномалий [39, 40]. Получены возрастные оценки этих аномалий – от ~128-138 млн лет. В ряде исследований обосновано их соответствие хронам 34 (~84 млн лет) и 32 (~71 млн лет). Установлено, что амфиболиты, метагаббро, вулканические и осадочные породы океанической коры, имеющие возраст от верхнего мела до палеоцена подверглись интенсивной деформации [41].

Эти факты позволяют предположить, что верхняя кора окраин впадины имеет несколько отличный от остальной океанической части Алеутской котловины тип коры.

Расположенный южнее хребет Ширшова, считающийся остатком энсиматической островной дуги, морфологически проявляется как подводная гряда протяженностью около 550 км. Западный фланг хребта примыкает к материковой части Азии у мыса Олюторский. Датирование островодужных пород хребта Ширшова с использованием  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  метода дало возраст 65-69 млн лет [42, 43].

Командорская океаническая котловина характеризуется развитием океанических магнитных аномалий, возраст которых оценивается интервалом от 10 и 20 млн лет. Базальтовая порода со дна бассейна датирована возрастом  $9,3 \pm 0,8$  млн лет [44].

Алеутская островная дуга отделяет Беринговоморский окраинный морской бассейн от Тихоокеанского океанического бассейна. Тихоокеанская плита погружается в северном направлении под Северо-Американскую плиту, формируя классическую зональность энсиматической островной дуги от глубоководного желоба до задугового бассейна. Изохронный возраст островной дуги по  $40\text{Ar}/39\text{Ar}$  равен  $46,3 \pm 0,9$  млн лет для андезитов и  $46,2 \pm 1,5$  млн лет для толеитовых базальтов западных Алеутских островов. Амфиболы в амфиболитах из океанического комплекса по  $\text{K}/\text{Ar}$  дают  $47 \pm 5$  млн лет, а цирконы –  $72 \pm 1,4$  млн лет. Начало субдукции в Алеутской зоне относится ко времени ~50 млн лет назад [45].

Кроноцкая внутриокеанская островная дуга, картируемая на восточном фланге Камчатского полуострова и ее прибрежной океанической зоне, заложена ~85 млн лет назад. Ее столкновение с Камчаткой относится ко времени ~10-5 млн лет [26, 36]. Границы этой структуры в прибрежной зоне Камчатки проведены по особенностям проявления в потенциальных геофизических полях: интенсивные положительные линейные аномалии гравитационного и магнитного полей на фоне области повышенных значений магнитного и пониженного гравитационного полей (рис.1, б).

Курильская островная дуга, формирование которой вызвано субдукцией Тихоокеанской плиты под Охотоморский мегаблок Евразийского континента, протягивается от Камчатки до Японских островов. Эта дуга развивалась в период от позднего олигоцена до раннего миоцена. Самые древние магматические породы датируются ранним олигоценом [45, 46]. Результаты драгирования пород подводных хребтов свидетельствуют о том, что современная Курильская дуга была построена на коре палео-дуги Восточного Сахалина-Немура. Ареал развития островной дуги очерчен по тем же особенностям проявления в потенциальных полях, что и Кроноцкая островная дуга (рис.1, б).

Профиль 2-ДВ-М пересекает островную дугу в районе о-ва Уруп (рис.2, пикеты 1500-1700). Сейсмический разрез характеризуется сложной структурой многочисленных сейсмических границ, претерпевающих деформации и разрывы, и большим разбросом скоростей. Ее мощность составляет 23 км, увеличиваясь на хребте Витязя до 25 км. В разрезе преобладает нижнекорový слой мощностью до 13-15 км со скоростью продольных волн  $6,5-7,1$  км/с и плотностью  $2,75-3,05$  г/см<sup>3</sup>. Верхнекорový слой имеет мощность 2-6 км с плотностью  $2,65-2,85$  г/см<sup>3</sup> при скорости  $3,3-6,4$  км/с. Выше залегают слабо литифицированные мезо-кайнозойские осадочно-вулканические комплексы (скорость  $3,3-5,2$  км, плотность  $2,40-2,60$  г/см<sup>3</sup>) и кайнозойские рыхлые осадки со скоростями продольных волн  $2,3-2,7$  км/с и плотностями около  $2,0$  г/см<sup>3</sup> [47]. Согласно этим данным можно сделать вывод о континентальном типе разреза земной коры.

Курильская энсиматическая островная дуга с запада граничит с Южно-Охотской котловиной по системе сложных сбросов со сдвиговой компонентой. Ее восточной границей является Курило-Камчатский глубоководный желоб.

Южно-Охотская котловина длиной 750 км с максимальной шириной 300 км заложена от 23 до 9 млн лет назад. Согласно исследованиям И.П.Косминской и ее последователей, характеризуется океаническим (субокеаническим, подразумевая близким к океаническому) типом земной



коры. Котловина расположена в задуговой области Курильской островной дуги в южной части Охотского моря. Многокомпонентные измерения, проведенные в котловине с помощью донных сейсмографов, позволили использовать обменные волны для оценки скоростных характеристик слоев земной коры. Было подсчитано, что значения скорости в верхней консолидированной коре бассейна ( $V_p = 5,50-5,80$  км/с,  $V_p/V_s = 1,74-1,76$  км/с) соответствуют характеристикам гранито-метаморфического слоя континентальной коры [48]. Небольшая толщина (2,5-3,5 км) слоя может указывать на формирование структуры в геодинамической обстановке типичного задугового рифтогенеза на восточном фланге континентального мегаблока Охотского моря.

Эти данные явились основанием для заключения о том, что кора близка по своим параметрам к верхней континентальной коре. Несмотря на уменьшенную мощность консолидированной части, земная кора этой структуры сохраняет тонкую верхнюю кору. На глубинном разрезе по линии профиля 2-ДВ-М показано развитие маломощной (до 10 км) кристаллической коры, перекрываемой кайнозойским чехлом мощностью до 3-5 км. Глубинная часть разреза пронизывается серией субвертикальных зон пониженной рефлексивности, что может являться проявлением каналов тепломассопереноса (рис.2).

Аналогичный тип коры «задугового бассейна», обоснованный широким спектром глубинных сейсмических исследований, гравитационных и магнитных данных, тепловом потоке, сейсмологии, определен и для Японского моря [44].

Курило-Камчатский глубоководный желоб на границе островной дуги с Тихоокеанской плитой локализован на глубине более 10 км. Его ширина варьируется от 50 до 100 км, а наклон бортов желоба оценивается в среднем  $7^\circ$ . Склоны желоба осложнены разломами, тектоническими уступами и ступенями [47]. Мощность осадков в районе о-ва Уруп составляет 2 км. Граница Мохо картируется на глубинах 13-18 км.

В 1946 г. А.Н.Заварицкий установил существование фокальной зоны очагов землетрясений, падающей в сторону континента под углом около  $40^\circ$  на глубину до 700 км. Там, где фокальная зона подходит к земной поверхности на расстоянии 100-150 км, развивается островная дуга. В зоне погружения океанической коры Тихоокеанской плиты в мантию сформированы элементы аккреционной призмы.

Сахалино-Сихотэ-Алиньская коллизионно-активнооокраинная складчатая область сформирована в результате позднемезозойской аккреции Тихоокеанской океанической плиты под Сахалинскую окраину Евразии (см. рис.1). В ходе субдукции происходит причленение островной дуги и развитие кайнозойской активной континентальной окраины. В этот период происходило заложение вулканоплутонического пояса позднемелового-палеогенового возраста на Сихотэ-Алине. С проявлением растягивающих напряжений в тыловой зоне активной окраины связывается заложение рифта Татарского пролива, расколовшего Анюйскую континентальную плиту на западную (Сихотэ-Алиньскую) и восточную (Сахалинскую) части.

Центрально-Сихотэ-Алиньский блок с корой континентального типа характеризуется двухслойным строением кристаллического фундамента. Наиболее древние комплексы метаморфических пород обнажаются в пределах Хорского и Анюйского выступов. На севере в Баладекском выступе картируются архейские анортозиты и протерозойские гранито-гнейсы. Нижний вулканогенно-осадочный слой имеет скоростные параметры, указывающие на его вулканогенный состав. Строение верхних стратиграфических уровней земной коры обусловлено тектоно-магматическими процессами на позднемеловой-палеогеновой активной окраине Хоккайдо и Сахалина [49].

Восточно-Сихотэ-Алиньский вулканоплутонический пояс заложен в середине позднего мела. Он сложен мощными (до 6 км) кислыми и средними эффузивами с широким развитием в палеогене игнимбритов, но в неогене и раннем плейстоцене сменившихся андезит-базальтами и базальтами. С вулканитами тесно связаны интрузивы от габбро и диоритов до гранитов и щелочных гранитов. Для пояса характерны положительные линейные аномалии гравитационного и магнитного полей на фоне изометричных положительных аномалий магнитного поля и пониженных значений гравитационного поля (рис.5). Все меловые и палеогеновые вулканиты смяты в простые брахиморфные складки и только неоген-четвертичные базальты залегают горизонтально.

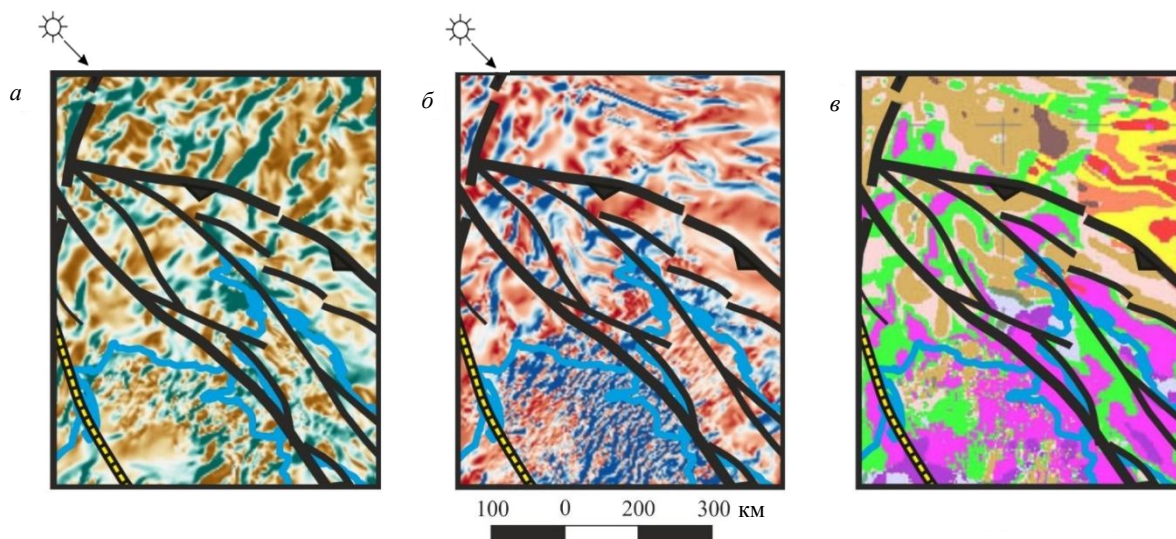


Рис.5. Проявление структур Северо-Сахалинской – Сихотэ-Алиньской коллизионно-активноокаинной складчатой области в геофизических полях: *а* – псевдорельеф гравитационного поля; *б* – псевдорельеф магнитного поля; *в* – безэталонная классификация потенциальных полей (положение площади соответствует врезке III на рис.1, *б*)  
Шкалу классов и условное обозначение см. на рис.1 и 3 соответственно

Татарская зона является внутриконтинентальной рифтовой структурой шириной около 50 км, перекрытой мощной (до 8-10 км) толщей мезозойско-кайнозойских осадков. Рифт отделяется от смежных структур Сихотэ-Алиня и Западного Сахалина глубинными разломами. Сбросовые и взбросовые дислокации восточного фланга рифта круто (до 50-80°) наклонены на запад. В фундаменте по сейсмическим данным моделируется гранито-метаморфический слой со скоростью продольных волн 5,8-6,2 км/с. Повышенный тепловой поток и пониженная скорость продольных волн по поверхности Мохо (7,4-7,6 км/с) отвечают радикальному сокращению мощности коры. Рифт является северным продолжением спредингового центра, расположенного в глубоководной котловине Японского моря. Считается, что спрединговые процессы, сопровождавшиеся излияниями базальтовых лав, продолжались еще 25-15 млн лет назад [30]. Начиная с середины олигоцена, до миоцена в Татарском проливе происходило растяжение земной коры в результате рифтинга, сопровождавшееся процессами базальтового вулканизма.

Для Сахалина в целом характерны аномально высокие значения магнитного поля при пониженных значениях гравитационного, что подтверждает вывод о континентальном типе разреза земной коры с обдущиванием офиолитов, комплексов островных дуг и аккреционных призм в условиях столкновения с окраиной Евразии. Анализ полей показывает, что юго-западная часть Охотоморской плиты деформирована альпийской складчатостью и ее следует включить в состав исследуемой складчатой области.

Западно-Сахалинская зона рассматривается в качестве северного фланга пояса центрального Хоккайдо. Формирование здесь образований аккреционного клина связывается с субдукцией океанической плиты под азиатскую окраину. Апт-палеоценовые турбидитовые толщи Западно-Сахалинского пояса коррелируют с преддуговыми отложениями пояса Сорачи-Езо [50].

Зона офиолитового шва Мерей Южного Сахалина рассматривается в качестве северного продолжения зоны Идоннаппу и пояса Сорачи-Езо острова Хоккайдо. Пояс Сорачи-Езо состоит из среднеюрских и меловых аккреционных комплексов, офиолитов и метаморфических пород, несогласно перекрытых морскими осадками от мела до палеоцена. Офиолиты и аккреционные комплексы шовной зоны Идоннаппу, образуют восточную окраину пояса Сорачи-Езо. В северном направлении эта сутурная зона по геолого-геофизическим данным прослеживается до офиолитового комплекса полуострова Шмидта на крайнем севере Сахалина.

Восточно-Сахалинская зона, являющаяся продолжением на север зоны Хидаки острова Хоккайдо, выполнена породами аккреционного комплекса (от среднего мела до палеоцена),



метаморфическими породами и офиолитовым меланжем с тектоническими пластами пермско-позднемиловых пород [17, 50]. Их современное положение связывается с обдукцией Восточно-Сахалинской островной дуги в западном направлении.

Зона Восточный Сахалин – Немуро (Хоккайдо) заложена вдоль восточного фланга Восточно-Сахалинской зоны. На полуостровах Тонино-Анивский и Терпения картируются образования внутриокеанской островной дуги верхнего мела-палеогена [50]. Он отделяется от Евразии региональным сдвигом.

Восточно-Сахалинский прогиб сформировался в результате столкновения Восточно-Сахалинской островной дуги с Охотоморской плитой в период 50-38 млн лет назад. Предполагается, что в результате палеогеновой аккреции Охотоморского геоблока с Сахалином были сформированы наклоненные на запад структуры северо-восточной Японии и Сахалина. Характерной чертой внешних зон является их расположение на той же континентальной коре, что и фундамент прилегающей платформы.

*Разрывные нарушения.* Главные тектонические дислокации маркируют границы разновозрастных складчатых областей региона. В большинстве случаев они имеют надвиговую кинематику, например, северная и западная границы Корякско-Камчатской складчатой области с киммерийскими структурами Колымо-Омолонской складчатой области и Охотоморского мегаблока. Надвиговый характер краевых дислокаций предполагается для восточного крыла Охотско-Чукотской и северного крыла Сахалин-Сихотэ-Алиньской складчатых областей. Надвиговые нарушения моделируются на границах сутурных зон и блоков практически всех складчатых областей региона.

Рассматриваемый регион характеризуется широким проявлением сдвиговых дислокаций. Наиболее контрастной региональной сдвиговой границей является Арктико-Азиатский сейсмический пояс, протягивающийся от хребта Гаккеля в море Лаптевых через хребет Черского, Охотское море и Камчатский полуостров в направлении Алеутской субдукционной зоны. Эта левосдвиговая структура рассматривается как граница Северо-Американской и Евразийской литосферных плит. Ее заложение и обособление относится к началу кайнозоя и обусловлено раскрытием Евразийского бассейна. На площади исследований (см. рис.1) зона трассируется вдоль границы Колымо-Омолонской и Верхояно-Колымской складчатых областей как система субпараллельных линейных дислокаций, контрастно проявляющихся в геофизических полях и современном рельефе. Далее на фоне субмеридиональных структур Охотско-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей дислокации зоны трассируются до Алеутского глубоководного желоба.

Южная ветвь Арктико-Азиатской сдвиговой зоны предположительно пересекает ареал тектонических деформаций западного фланга Охотско-Чукотского вулканического пояса и замыкается на Охотско-Чукотский региональный левый сдвиг. Последний прослеживается в пределах континента (Мургальская и Южно-Тайгоноская зоны) и Охотского моря (Тауйская зона).

Охотско-Чукотский региональный левый сдвиг, развивающийся вдоль западного фланга Охотско-Чукотской сутурной зоны, уверенно прослеживается комплексом геофизических методов по смене инфраструктуры гравитационного и магнитного полей (рис.1, 3). Для северного фланга Монголо-Охотского шва характерно развитие левосдвиговых дислокаций, имеющих неотектоническое проявление.

Центрально-Сихотэ-Алиньский сдвиг интерпретируется как региональный левый сдвиг, смещающий Амурскую структуру на 200-250 км. В латеральном измерении система опережающих дислокаций достигает ширины 100 км и хорошо проявляется в геофизических полях.

Зоны правого сдвига Сахалин-Хоккайдо заложены после обдукции островной дуги Восточный Сахалин-Немуру в позднем эоцене. Параллельно развиваются Тым-Поронайский разлом, пересекающий с севера на юг центральную часть Сахалина, Татарский пролив и западную часть Охотского моря. По оценкам Fournier et al. (1994) правые смещения, развивавшиеся с миоцена по сдвиговым разломам в горах Восточного Сахалина, достигли минимум 50 км.



**Заключение.** Охотоморский регион является зоной перехода от Евразийского континента к Тихоокеанской окраине. В его пределах выделяются структуры киммерийского и альпийского возраста. На основе данных потенциальных полей с применением различных алгоритмов пересчета, геологических и сейсмических материалов была разработана новая геотектоническая модель, отражающая особенности глубинного строения, тектоники и геодинамики Охотоморского региона и его обрамления. Ключевыми элементами представленной модели являются блоки с древним континентальным основанием и межблоковые зоны, выполненные комплексами островных дуг, аккреционной призмы и океанической коры.

Центральной структурой региона является Охотоморский мегаблок с корой континентального типа. На его северо-западном фланге впервые оконтурена Охотско-Чукотская сутурная зона. Развитие регионального Охотско-Чукотского сдвига поздне мелового возраста и широкое распространение оперяющих его дислокаций обусловило формирование структур растяжения и сжатия (грабенов и горстов) и связанных с ними осадочных кайнозойских бассейнов.

Разработанная геолого-структурная схема региона рассматривается в качестве основы для создания карт тектонического и нефтегазогеологического районирования и выполнения формализованного прогноза на региональном уровне.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Алексеев В.И. Глубинное строение и геодинамические условия гранитоидного магматизма Востока России // Записки Горного института. 2020. Т. 243. С. 259-265. DOI: 10.31897/PMI.2020.3.259
2. Иволга Е.Г., Манилов Ю.Ф. Структура литосферы зоны перехода континент – океан южной части Дальнего Востока России по результатам плотностного моделирования // Тихоокеанская геология. 2019. Т. 38. № 6. С. 3-20. DOI: 10.30911/0207-4028-2019-38-6-3-20
3. Тектоническая карта Охотоморского региона. Масштаб 1:2500000. Объяснительная записка. М.: Федеральная служба геодезии и картографии России, 2000. 193 с.
4. Seton M., Müller R.D., Zahirovic S. et al. Global continental and ocean basin reconstructions since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. Vol. 113. Iss. 3-4. P. 212-270. DOI: 10.1016/j.earscirev.2012.03.002
5. Vaes B., van Hinsbergen D.J.J., Boschman L.M. Reconstruction of subduction and back-arc spreading in the NW Pacific and Aleutian Basin: Clues to causes of Cretaceous and Eocene plate reorganizations // Tectonics. 2019. Vol. 38. Iss. 4. P. 1-47. DOI: 10.1029/2018TC005164
6. Yong-Tai Yang. An unrecognized major collision of the Okhotomorsk Block with East Asia during the Late Cretaceous, constraints on the plate reorganization of the Northwest Pacific // Earth-Science Reviews. 2013. Vol. 126. P. 96-115. DOI: 10.1016/j.earscirev.2013.07.010
7. Movchan I., Yakovleva A., Movchan A., Shaygallyamova Z. Early assessment of seismic hazard in terms of Voronezh massif-Moscow Depression contact // Mining of Mineral Deposits. 2021. Vol. 15. P. 62-70. DOI: 10.33271/mining15.03.062
8. Alekseev V.I., Marin Yu.B. A Unique Find of Rhenium-bearing Wolframite in Ongonites of the Russian Far East // Doklady Earth Sciences. 2018. Vol. 478. Iss. 2. P. 250-252. DOI: 10.1134/S1028334X18020216
9. Таловина И.В., Крикун Н.С., Юрченко Ю.Ю., Агеев А.С. Дистанционные методы исследования в изучении структурно-геологических особенностей строения о. Итуруп (Курильские острова) // Записки Горного института. 2022. Т. 254. С. 158-172. DOI: 10.31897/PMI.2022.45
10. Телегин А.Н. Возможности сейсморазведки при изучении кристаллического фундамента // Записки Горного Института. 2017. Т. 223. С. 30-36. DOI: 10.18454/PMI.2017.1.30
11. Movchan I.B., Yakovleva A.A. Experience of qualitative and quantitative interpretation of nonpotential geofields with surface and deep morphostructural reconstructions on the example of unica ore province (Kareljya, Russia) // International Journal of Mechanical Engineering and Technology. 2017. Vol. 8. Iss. 12. P. 926-932.
12. Григорьев Г.С., Салищев М.В., Сенчина Н.П. О применимости способа электромагнитного мониторинга гидроразрыва пласта // Записки Горного института. 2021. Т. 250. С. 492-500. DOI: 10.31897/PMI.2021.4.2
13. Павленкова Н.И., Кашибин С.Н., Гонтовая Л.И., Павленкова Г.А. Глубинное строение и геодинамика Охотского региона // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 70-82.
14. Сакулина Т.С., Каленич А.П., Атаков А.И. и др. Геологическая модель Охотоморского региона по данным опорных профилей 1-ОМ и 2-ДВ-М // Разведка и охрана недр. 2011. № 4. С. 36-43.
15. Егоров А.С., Винокуров И.Ю., Телегин А.Н. Научно-методические приемы повышения геологической и прогнозно-поисковой эффективности государственного геологического картирования российского арктического шельфа // Записки Горного института. 2018. Т. 233. С. 447-458. DOI: 10.31897/PMI.2018.5.447
16. Egorov A.S., Prischepa O.M., Nefedov Y.V. et al. Deep Structure, Tectonics and Petroleum Potential of the Western Sector of the Russian Arctic // Journal of Marine Science and Engineering. 2021. Vol. 9. Iss. 3. № 258. DOI: 10.3390/jmse9030258
17. Movchan I.B., Yakovleva A.A. Wave analogies in the quantitative interpretation of potential fields // International Journal of Advanced Trends in Computer Science and Engineering. 2020. Vol. 9. № 2. P. 1793-1799. DOI: 10.30534/ijatcse/2020/136922020



18. Карта тектонического районирования России. Масштаб 1:5000000. Краткая объяснительная записка. М.: Геокарт, 2000.
19. Хаин В.Е. Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины // Геотектоника. 2000. № 6. С. 3-18.
20. Худoley А.К., Рейнбирд Р., Стерн Р. и др. Новые данные о рифейском тектогенезе на Северо-Востоке России // Тектоника, геодинамика и процессы магматизма и метаморфизма. Материалы XXXII Тектонического совещания, 2-5 февраля 1991, Москва, Россия. Том II. Геос, 1999. С. 261-264.
21. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Геодинамические особенности сейсмотектонических структур центральной части зоны Черского (Северо-Восток России) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 2. С. 5-20. DOI: 10.31242/2618-9712-2019-24-2-1
22. Кашубин С.Н., Петров О.В., Шокальский С.П. и др. Глубинное строение земной коры Северо-Восточной Евразии и ее континентальных окраин // Геодинамика и тектонофизика. 2021. Т. 12. № 2. С. 199-224. DOI: 10.5800/GT-2021-12-2-0521
23. Ageev A., Egorov A., Krikun N. The principal characterized features of earth's crust within regional strike-slip zones // Advances in Raw Material Industries for Sustainable Development Goals. London: CRC Press, 2020. P. 78-83.
24. Пискарёв А.Л., Буценко В.В., Посёлов В.А., Савин В.А. Глубинное строение земной коры Охотского моря по данным 3D сейсмоплотностного моделирования // Океанология. 2012. Т. 52. № 3. С. 437-448.
25. Bindeman I.N., Vinogradov V.I., Valley J.W. et al. Archean protolith and accretion of crust in Kamchatka: SHRIMP dating of zircons from Sredinny and Ganal Massifs // The Journal of Geology. 2002. Vol. 110. № 3. P. 271-289. DOI: 10.1086/339532
26. Konstantinovskaya E., Brown D., Ryan P. Early Eocene Arc–Continent Collision in Kamchatka, Russia: Structural Evolution and Geodynamic Model // Frontiers in Earth Sciences. 2011. Vol. 4. P. 247-277. DOI: 10.1007/978-3-540-88558-0\_9
27. Харашин В.В. Геодинамические условия формирования осадочных (нефтегазоносных и потенциально нефтегазоносных) систем Охотоморского региона // Геология нефти и газа. 2020. № 1. С. 81-99. DOI: 10.31087/0016-7894-2020-1-81-99
28. Леликов Е.П., Пугачев А.А. Гранитоидный магматизм Японского и Охотского морей // Петрология. 2016. Т. 24. № 2. С. 196-213. DOI: 10.7868/S0869590316020059
29. Parfenov L.M., Natal'in B.A. Mesozoic tectonic evolution of northeastern Asia // Tectonophysics. 1986. Vol. 127. Iss. 3-4. P. 291-304. DOI: 10.1016/0040-1951(86)90066-1
30. Pan Zhao, Alexandrov I., Jahn B.M., Ivin V. Timing of Okhotsk sea plate collision with Eurasia plate: Zircon U-Pb age constraints from the Sakhalin Island, Russian Far East // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. Vol. 123. Iss. 9. P. 8279-8293. DOI: 10.1029/2018JB015800
31. Maruyama S., Isozaki Y., Kimura G., Terabayash M. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: plate tectonic synthesis from 750 Ma to the present // Island Arc. 1997. Vol. 6. Iss. 1. P. 121-142. DOI: 10.1111/j.1440-1738.1997.tb00043.x
32. Богданов Н.А., Чехович В.Д. О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит // Геотектоника. 2002. № 1. С. 72.
33. Филатова Н.И. Новые данные о тектонической позиции мезозойских пород Западной Камчатки в структурах среднемелового орогенного пояса востока Азии // Доклады Академии наук. 2014. Т. 455. № 5. С. 556-561. DOI: 10.7868/S0869565214110164
34. Чехович В.Д., Сухов А.Н., Кононов М.В. и др. Геодинамика северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса в позднемеловое – раннепалеогеновое время // Геотектоника. 2009. № 4. С. 37-62. DOI: 10.1134/S0016852109040049
35. Parfenov L.M., Badarch G., Berzin N.A. et al. Summary of Northeast Asia geodynamics and tectonics // Stephan Mueller Special Publication Series. Vol. 4. P. 11-33. DOI: 10.5194/smps-4-11-2009
36. Шапиро М.Н., Соловьев А.В. Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области // Геология и геофизика. 2009. Т. 50. № 8. С. 863-880. DOI: 10.1016/j.rgg.2008.10.006
37. Цуканов Н.В., Палечек Т.Н., Соловьев А.В., Савельев Д.П. Тектоно-стратиграфические комплексы южного сегмента Кроноцкой палеодуги (Восточная Камчатка): строение, возраст и состав // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 4. С. 3-17.
38. Silaev V.I., Karpov G.A., Anikin L.P. Mineral Phase Paragenesis in Explosive Ejecta Discharged by Recent Eruptions in Kamchatka and the Kuril Islands. Part 1. Diamonds, Carbonaceous Phases, and Condensed Organoids // Journal of Volcanology and Seismology. 2019. Vol. 13. P. 323-334. DOI: 10.1134/S0742046319050051
39. Cooper A.K., Marlow M.S., Scholl D.W., Stevenson A.J. Evidence for Cenozoic crustal extension in the Bering Sea region // Tectonics. 1992. Vol. 11. Iss. 4. P. 719-731. DOI: 10.1029/92TC00214
40. Scholl D.W. Viewing the tectonic evolution of the Kamchatka-Aleutian (KAT) connection with an Alaska crustal extrusion perspective // Volcanism and Subduction: The Kamchatka Region. 2007. Vol. 172. P. 3-35. DOI: 10.1029/172GM03
41. Ogg J.G. Geomagnetic polarity timescale. Chapter 5 // The geologic timescale. 2020. P. 159-192. DOI: 10.1016/B978-0-12-824360-2.00005-X
42. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2021. Т. 40. № 1. С. 3-24. DOI: 10.30911/0207-4028-2021-40-1-3-24
43. Сухов А.Н., Чехович В.Д., Ландер А.В. и др. Возраст фундамента подводного хребта Ширшова (Берингово море) по результатам исследования цирконов методом U-Pb-SHRIMP // Доклады Академии наук. 2011. Т. 439. № 2. С. 233-239.
44. Layer P., Scholl D., Newberry R. Ages of igneous basement from the Komandorsky Islands, FarWestern Aleutian Ridge // AGU Fall Meeting Abstracts. 2007. P. 44-52.
45. Schellart W.P., Jessell M.W., Lister G.S. Asymmetric deformation in the backarc region of the Kuril arc, northwest Pacific: New insights from analogue modeling // Tectonics. 2003. Vol. 22. Iss. 5. P. 1047-1064. DOI: 10.1029/2002TC001473
46. Мартынов А.Ю., Мартынов Ю.А. Плейстоценовый базальтовый вулканизм о. Кунашир (Курильская островная дуга): минералогия, геохимия, результаты компьютерного моделирования // Петрология. 2017. Т. 25. № 2. С. 194-214. DOI: 10.7868/S0869590317020030
47. Прошкина З.Н., Кулинич Р.Г., Валитов М.Г. Структура, вещественный состав и глубинное строение океанского склона центральных Курил: новые детали // Тихоокеанская геология. 2017. Т. 36. № 6. С. 58-69.



48. *Kashubin S.N., Petrov O.V., Rybalka A.V. et al.* Earth's crust model of the South-Okhotsk Basin by wide-angle OBS data // *Tectonophysics*. 2017. Vol. 710-711. P. 37-55. DOI: 10.1016/j.tecto.2016.11.021

49. *Kemkin I.V., Khanchuk A.I., Kemkina R.A.* Accretionary prisms of the Sikhote-Alin orogenic belt: composition, structure and significance for reconstruction of the geodynamic evolution of the Eastern Asian margin // *Journal of Geodynamics*. 2016. Vol. 102. P. 202-230. DOI: 10.1016/j.jog.2016.10.002

50. *Жаров А.Э., Брагин Н.Ю., Речкин А.Н.* Стратиграфия меловых-раннепалеогеновых аккреционных комплексов Тонино-Анивского полуострова, Южный Сахалин // *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2005. Т. 13. № 1. С. 87-105.

**Авторы:** **А.С.Егоров**, д-р геол.-минерал. наук, заведующий кафедрой, <https://orcid.org/0000-0002-3456-7890> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **Н.В.Большакова**, аспирант, [bolshakova\\_nv@pers.spmi.ru](mailto:bolshakova_nv@pers.spmi.ru), <https://orcid.org/0000-0003-0278-8893> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **Д.Ф.Калинин**, д-р техн. наук, профессор, <https://orcid.org/0000-0002-0597-263X> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия), **А.С.Агеев**, канд. геол.-минерал. наук, старший преподаватель, <https://orcid.org/0000-0002-9265-9771> (Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург, Россия).

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.