

Происхождение и структурная позиция Камчатского срединного массива по данным глубинных геолого-геофизических исследований

А.Г. Нурмухамедов*, М.Д. Сидоров, Ю.П. Трухин

Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, Россия

В статье показаны результаты глубинных исследований вдоль профиля п. Нижняя Облуковина – г. Андриановка, пересекающего северную часть Камчатского срединного массива. Построена геолого-геофизическая модель строения земной коры и верхней мантии, где представлена структурная позиция исследуемого объекта и высказано предположение о его происхождении. В модели выделен фрагмент палеосубдукции (слэба), который являлся частью наиболее древней конвергентной границы на западе Камчатки. Завершающий этап блокирования субдукции и ее смещение в раннем эоцене на восток на расстояние ~ 60 км связан с вхождением в аккреционный комплекс террейна в виде островодужной пластины мощностью 6–9 км. На участке максимального перегиба последующего слэба сформировалась зона растяжения – рифтогенная зона, по которой происходил подъем мантийного материала и высокотемпературного флюида. Примерно 52 млн лет назад происходили процессы метаморфизма, очагового выплавления и внедрения гранитов в верхние слои коры, вследствие чего в восточной части пластины и ее флангах образовался гранитоидный массив с плотностью пород $2,58 \text{ г/см}^3$, что значительно ниже показателей плотности окружающей среды. Дефицит плотности привел к нарушению изостатического равновесия и, как следствие, к подъему в этой части структуры. Наиболее интенсивный подъем произошел в конце олигоцена, в результате чего сформировался выступ, которому рекомендовано дать название «Срединно-Камчатский выступ» вместо укоренившегося «Камчатский срединный массив». Выявлена генетическая связь Шанучского рудного района с особенностями глубинного строения литосферы. Результаты исследований говорят о скрытом (погребенном) распространении островодужной пластины за пределы закартированных выходов метаморфид. Интрузии основного состава, перспективные на сульфидные медно-никелевые руды, расположены в краевых частях выступа.

Ключевые слова: литосфера, земная кора, субдукция, аллохтонный террейн, рифтогенная зона

Для цитирования: Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Трухин Ю.П. (2023). Происхождение и структурная позиция Камчатского срединного массива по данным глубинных геолого-геофизических исследований. *Георесурсы*, 25(2), с. 254–270. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.19>

Введение

Взгляды на происхождение, структуру и возраст Камчатского срединного массива (далее – срединный массив, массив, КСМ) противоречивы и являются предметом дискуссий. По строению и составу пород этот объект отличается от окружающей геологической среды (Государственная геологическая карта..., 2006). Установление происхождения и структуры КСМ имеет важное прикладное значение для геологии. В результате геологоразведочных работ на территории массива открыто Шанучское месторождение и выявлено более 50 рудопроявлений сульфидных медно-никелевых руд, объединенных в Камчатскую никеленосную провинцию (КНП). В провинции несколько рудных районов: Дукукский на юге метаморфического массива и Шанучский на севере. В Шанучском рудном районе в настоящее время производится добыча медно-никелевых руд. В центральной части

КСМ прогнозируется новый потенциально никеленосный Колпаковский район (Трухин и др., 2008). На северновосточном фланге массива расположены месторождения и рудопроявления золото-серебряной формации, генетически связанные с вулканизмом Центрально-Камчатского вулканического пояса. В рудных районах выполнен большой объем поисковых геолого-геофизических работ, но их глубинность невелика – не превышает первых сотен метров. Остается малоизученной глубинная составляющая КНП, что очень важно при определении генетических связей структур в земной коре с медно-никелевыми рудопроявлениями. Выявление этих связей дает возможность путем сопоставлений и аналогий прогнозировать открытие новых рудоносных участков в других частях региона.

Таким образом, проблема заключается в отсутствии информации о глубинном строении литосферы в зоне срединного массива. В связи с этим большой интерес представляют результаты геолого-геофизических исследований, выполненных ОАО «Камчатгеология» вдоль двух региональных геофизических профилей: профиля р. Коль – р. Калыгирь, пересекающего массив на юге (Нурмухамедов и др., 2016), и профиля пос. Ниж. Облуковина – г. Андриановка, пересекающего его северную часть (Нурмухамедов, 2013).

* Ответственный автор: Александр Гарифович Нурмухамедов
e-mail: nurmuxamedov1949@mail.ru

© 2023 Коллектив авторов

Контент доступен под лицензией Creative Commons Attribution 4.0 License (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>)

В настоящей статье представлены результаты изучения строения земной коры и верхней мантии вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка (рис. 1). Высказано предположение о происхождении КСМ и генетической связи Шанучского рудного района с особенностями строения литосферы. В качестве исходных использовались данные, полученные на профиле методом обменных волн землетрясений (МОВЗ), магнитотеллурического зондирования (МТЗ), а также результаты гравиметрической, аэромагнитной и геологической съемок, выполненных в районе. В работе использованы технологии компьютерного моделирования геофизических полей.

Прежде чем приступить к анализу результатов, кратко представим геолого-геофизическую изученность и геологическое строение района исследований.

Обзор геолого-геофизической изученности и геологическая характеристика района

Полуостров Камчатка расположен на северо-востоке Евразии на активной окраине континента (рис. 1). Корякско-Камчатская складчатая область сформирована в позднем мезозое – кайнозое в результате двух главных процессов: субдукции океанической литосферы под континентальную и коллизии островодужных блоков (Кирмасов и др., 2004; Шапиро, Соловьев, 2009 и др.). Именно этими процессами во многом определяется архитектура литосферы региона. Так, одним из главных событий в геологической истории региона была коллизия Озерновско-Валагинской островной дуги в раннем – среднем эоцене (Соловьев, 2005), по мнению Лучицкой М.В. (2013), в раннем эоцене. Вдоль восточного побережья Камчатки выделяется область террейнов восточных полуостровов (врезка на рис. 2). Палеогеодинамические реконструкции приращения островодужных блоков к континентальному склону Восточной Камчатки подробно изложены в работах (Мишин, 1996; Селиверстов, 2009; Шапиро, Соловьев, 2009; Нурмухамедов, Сидоров, 2022 и др.).

В металлогении области перехода континент – океан решающее значение имеют зоны взаимодействия погружающейся океанической литосферы с нависающей

континентальной (Зоненшайн и др., 1973; Смирнов, 1974 и др.). Взаимодействие плит приводит к выделению эндогенной энергии вдоль протяженных зон в виде вулканических поясов. В Корякско-Камчатском регионе выделяются следующие вулканические пояса: Охотско-Чукотский (ОЧВП) мелового возраста; Пареньско-Анадырский (ПАВП) эоценового возраста; Корякско-Западно-Камчатский (КЗКВП) эоцен-олигоценного возраста; Центрально-Камчатский (ЦКВП) олигоцен-четвертичного возраста и Восточно-Камчатский (ВКВП) плиоцен-четвертичного возраста (Сидоров и др., 2020).

Исследуемая территория охватывает часть Центрально-Камчатского вулканического пояса. На тектонической схеме (Нурмухамедов, 2013), фрагмент которой представлен на рис. 2, ЦКВП отмечен как Центрально-Камчатская островодужная вулканическая зона, которая частично перекрывает образования Камчатского срединного массива. В различных публикациях этот крупный (~200×50 км) геологический объект (рис. 3), в зависимости от точки зрения авторов на его структурную позицию, называется Срединнокамчатским кристаллическим массивом (Шульдинер и др., 1987; Тарарин и др., 2015), Срединным выступом (Апрелков, Ольшанская, 1989; Апрелков и др., 1991), Срединно-Камчатским поднятием (Кузьмин, Богомолов, 2013), Срединным массивом (Смирнов, 1971; Филатова, 2014), Камчатским срединным массивом (Трухин и др., 2008). Какие бы варианты названия объекта не использовались, все они исходят из геосинклинальной парадигмы его происхождения. Название «Срединный массив» наиболее часто употребляется в различных публикациях. Мы, придерживаясь сложившейся традиции, также называем исследуемую структуру Камчатским срединным массивом. Но, как увидим из анализа глубинной геолого-геофизической модели, построенной вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка, укоренившееся название объекта не в полной мере соответствует его происхождению и структурному положению, что и будет показано в разделе «Обсуждение результатов».

Как отмечено выше, взгляды на происхождение и структуру срединного массива являются предметом дискуссий (Богданов, Чехович, 2002; Рихтер, 1995; Соловьев, 2008; Лучицкая, 2013 и др.). Так, еще в ранних публикациях Л.М. Смирнова (1971), В.И. Шульдинера с коллегами (1987) и С.Е. Апрелкова с О.Н. Ольшанской (1989) указанный массив представлен составной частью (выступом) Охотской платформы. Позднее было проведено обобщение различных точек зрения (Апрелков, Попруженко, 2009) на происхождение срединного массива, где один из выводов сводился к следующему. Массив представляет собой самостоятельный тип геоструктур – срединных массивов островных дуг, образовавшихся в условиях деградации древней континентальной коры за счет разбавления и переработки кислых образований основным и ультраосновным материалом (Тарарин, 1977). Но А.Е. Шанцер и А.И. Челебаева в своих публикациях (2004, 2005) излагают альтернативную точку зрения, в соответствии с которой в позднекомпан-палеоэоценовое время не формировалось никаких островных дуг, подобных современному Тихоокеанскому, а Камчатка вступила в стадию рифтинга. Авторы полагают, что «в ирунейском море в результате внедрения большой массы базит-гипербазитового

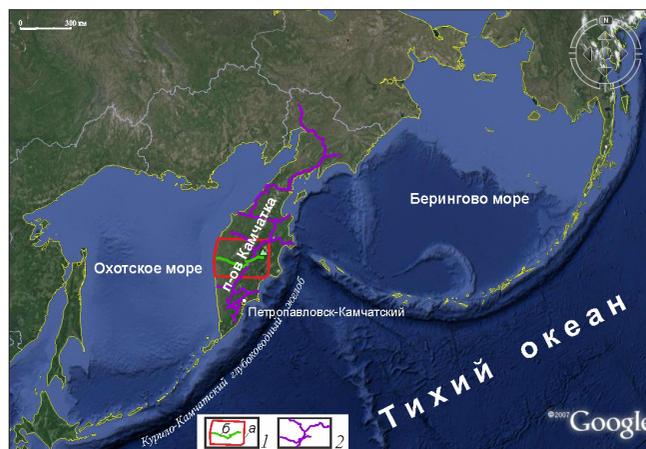


Рис. 1. Обзорная карта: 1 – контуры исследуемой территории (а), геофизический профиль пос. Ниж. Облуковина – г. Андриановка (б); 2 – региональные геофизические профили МОВЗ – МТЗ

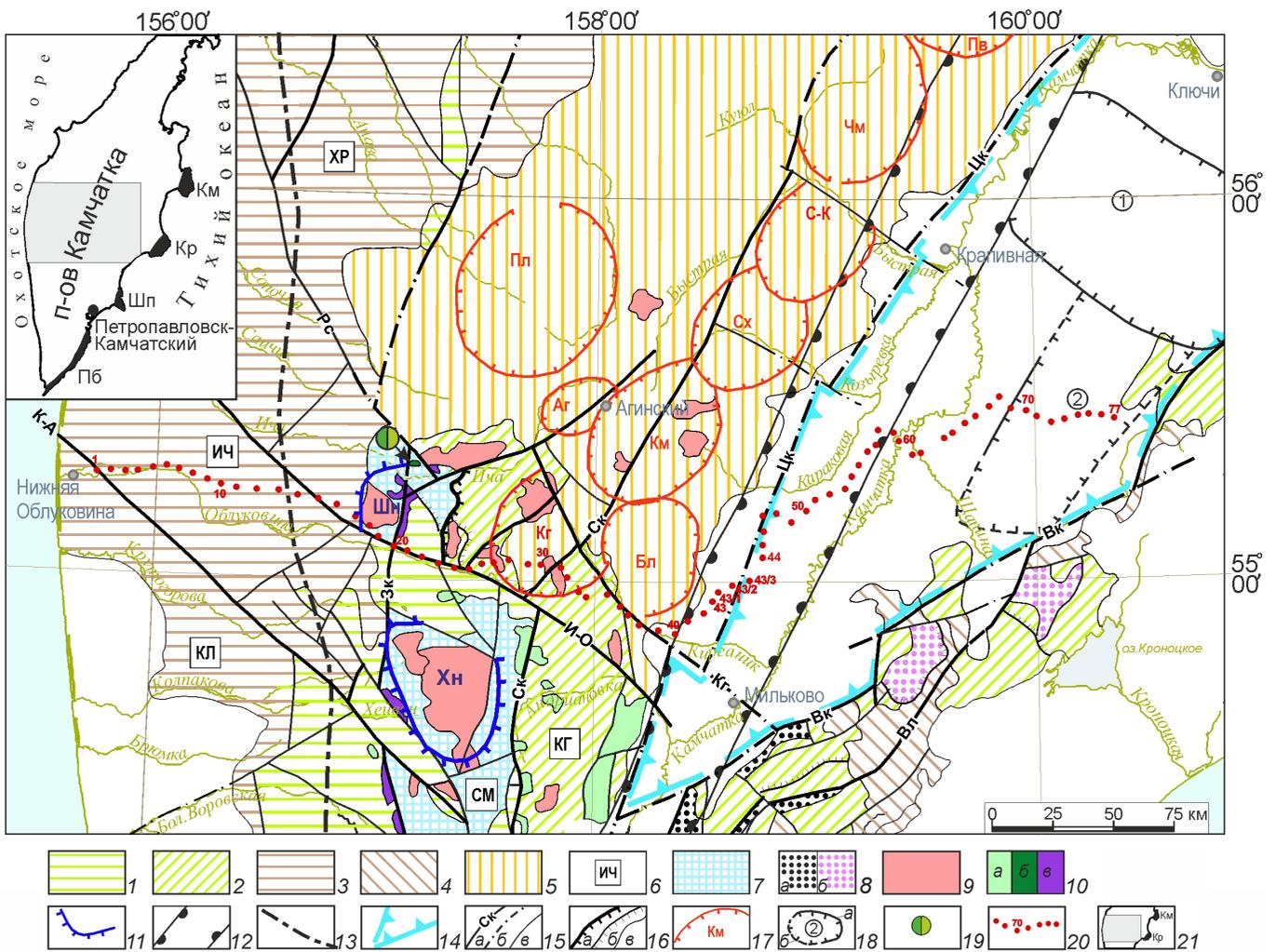


Рис. 2. Фрагмент тектонической схемы Корякско-Камчатской складчатой области по (Нурмухамедов, 2013) с упрощениями и дополнениями: 1 – Корякско-Западно-Камчатская складчатая зона; 2 – Восточно-Камчатская подзона Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой зоны; 3–4 – наложенные прогибы: Западно-Камчатский (3), Тюшевский (4); 5 – Центрально-Камчатская островодужная вулканическая зона; 6 – основные структуры и их обозначение: Камчатский срединный массив (СМ), Хайрюзовский (ХР) и Кирганикский (КГ) горст-антиклинории, Колтаковская впадина (КЛ), Ичинская сводово-глыбовая зона (ИЧ); 7 – метаморфические образования Камчатского срединного массива; 8 – меланж полимиктовый (а) и серпентинитовый (б); 9 – интрузии преимущественно среднего и кислого состава мелового, палеогенового и неогенового возраста; 10 – интрузии основного и ультраосновного состава мел-палеогенового и мелового возраста: дунит-клинопироксенит-монцититового (а), габбро-норит-кортландитового (б) плутонических комплексов, субвулканические интрузии пикрит-базальтового вулканического комплекса (в); 11 – границы гранито-гнейсовых куполов: Шн – Шанучский, Хн – Хангарский; 12 – фрагмент Центрально-Камчатской глубинной шовной зоны; 13 – осевая часть линейно вытянутой зоны утонения земной коры (валообразного подъема границы Мохо); 14 – границы Центрально-Камчатского рифта; 15 – главные разломы, выходящие на дневную поверхность (а), перекрытые вышележащими образованиями (б), их обозначение: Крутогоровско-Авачинский (К-А), Ичинско-Облуковинский (И-О), Рассошинский (Рс), Кирганикский (Кг), Западно-Камчатский (Зк), Средино-Камчатский (Ск), Центрально-Камчатский (Цк), Восточно-Камчатский (Вк), Валагинский (Вл); второстепенные нарушения (в); 16 – главный надвиг (а), второстепенные надвиги (б), прочие границы (в); 17 – вулcano-тектонические структуры и их обозначение: Кг – Кирганикская, Бл – Балхачская, Км – Кимитинская, Аг – Агинская; Сх – Сухариковская, Пл – Паялпанская, С-К – Северо-Козыревская, Чм – Чемпуринская, Пв – Половинная; 18 – контуры уверенные (а) и предполагаемые (б) аномально-низкоомных зон, выделенных по данным МТЗ и их номера: 1 – зона частичного плавления ($h_{mp} = 20$ км) под Ключевской группой вулканов, 2 – коромантийная зона повышенной флюидонасыщенности; 19 – медно-никелевое месторождение Шануч; 20 – точки МОВЗ и их номера на профиле п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка; 21 – контуры исследуемой территории, положение восточных террейнов и их обозначение: Км – Камчатский, Кр – Кроноцкий, Шн – Шилунский, Пб – Прибрежный

вещества щелочного состава и формирования глубинных разломов образовалась мощная зона растяжения ...». По мнению авторов, рифт, охвативший территорию современной Центрально-Камчатской депрессии и часть Срединного хребта, развивался вплоть до эоцена, затем, после относительно короткого перерыва его развитие возобновилось в миоцен-плиоценовое время и продолжается до сих пор. Именно процесс рифтогенеза определил

формирование складчато-надвиговых структур в этой части региона.

Оригинальная точка зрения на происхождение массива изложена в работе (Филатова, 2014), в которой автор отмечает, что «тектонически обособленный срединный массив... это перемещенный с севера по северо-западным сдвигам фрагмент меловой коллизионной сuture, возникшей при отмирании ОЧВП. Современную позицию

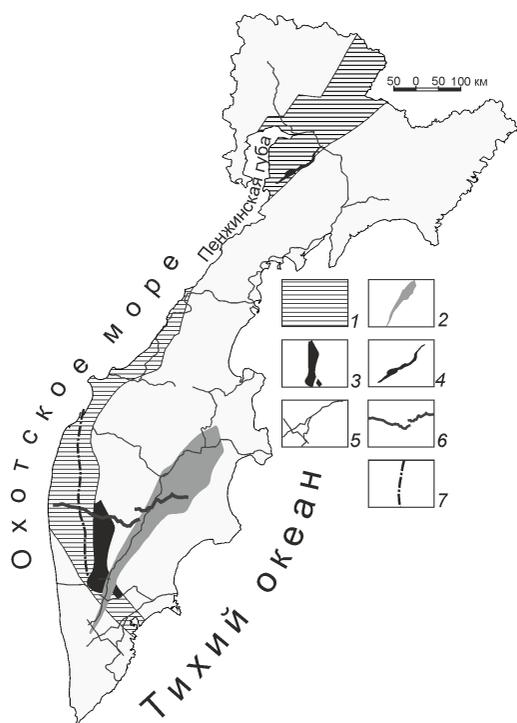


Рис. 3. Расположение Камчатского срединного массива и Кулюльского офиолитового террейна относительно Пенжинско-Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (СФЗ). 1 – Пенжинско-Западно-Камчатская СФЗ по (Апрелков, Попруженко, 2009); 2 – Центрально-Камчатский рифт (Сидоров и др., 2020); 3 – Камчатский срединный массив, 4 – Кулюльский террейн; 5 – региональные геофизические профили МОВЗ – МТЗ; 6 – геофизический профиль п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка; 7 – осевая часть валообразного подъема границы Мохо

этот блок занял по сдвигам среди неизменных пород среднемилового орогена... участвуя в формировании новой окраины азиатского континента».

И.А. Тарарин с соавторами (2015) отмечают сложность строения кристаллического массива, в связи с чем в монографии приводятся несколько альтернативных точек зрения на происхождение массива и его структуру. Отмечено, что ряд исследователей полагает, что колпаковский комплекс пород, залегающий в основании массива, сложен неоднократно метаморфизованными докембрийскими породами, первичный метаморфизм которых достигал уровня гранулитовой фации (Ханчук, 1985; Шульдинер и др., 1987 и др.). В соответствии со стратиграфической схемой (Государственная геологическая карта..., 2006), породы колпаковской серии перекрываются отложениями камчатской серии (шихтинской свитой), андриановской, хейванской и химкинской свитами, отличающимися по литологическому составу и степени метаморфизма.

Данные о возрасте метаморфического комплекса срединного массива противоречивы. Так, на Государственной геологической карте Российской Федерации (Государственная геологическая карта..., 2006) возраст протолита колпаковской и камчатской метаморфических серий принят позднепротерозойским, а возраст метаморфизма – раннемиловым. Согласно другим данным U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов (Соловьев, 2008), возраст протолита гнейсов колпаковской серии определяется как позднемиловой. Пик регионального метаморфизма наступил в раннем эоцене (~ 52 млн лет). Возраст протолита

камчатской серии палеоэоценовый. Внедрение гранитов и активный метаморфизм в этой толще также произошли в раннем эоцене (Кирмасов и др., 2004).

В последние годы развивается аккреционная модель формирования срединного массива как деформированного пакета тектонических чешуй, сформированных в различных геодинамических обстановках и аккрецированных в виде террейнов в палеоэоцен-эоценовое время к окраине Азии (Зоненшайн и др., 1990; Савостин и др., 1992; Рихтер, 1995; Бондаренко, 1997; Богданов, Чехович, 2002; Соловьев, 2008). Вероятность такой модели рассматривается нами в разделе «Обсуждение результатов».

К настоящему времени в районе реализован широкий комплекс региональных геолого-геофизических исследований различного масштаба, обзор и анализ которых подробно представлены в ряде публикаций (Нурмухамедов и др., 2016; Сидоров и др., 2020 и др.). Здесь же кратко отметим, что профиль п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка в субширотном направлении пересекает территорию, на которой проведены гравиметрическая, аэромагнитная съемки масштаба 1:200 000, а также аэромагнитная масштаба 1:50 000. В результате комплексной интерпретации геолого-геофизических данных получена информация о магматизме, тектонике и металлогении района. На основе полученных данных построены тектонические схемы на территорию Центральной и Южной Камчатки (Апрелков, Ольшанская, 1989; Апрелков и др. 1991), схема тектонического районирования всей территории Корьякско-Камчатской складчатой области (Апрелков, Попруженко, 2009), а также тектоническая схема масштаба 1:1 000 000 (Нурмухамедов, 2013).

Геофизический профиль с запада на восток пересекает Корьякско-Западно-Камчатскую складчатую зону и Восточно-Камчатскую подзону Олюторско-Восточно-Камчатской складчатой зоны (рис. 2). Между зонами расположен Камчатский срединный массив, который по строению и составу пород носит обособленный характер по отношению к окружающей геологической среде. Далее на восток профиль пересекает фрагмент протяженной (более 1300 км) Центрально-Камчатской глубинной шовной зоны (ЦКШЗ), которая в плане совпадает с западной границей Центрально-Камчатского рифта. В районе рифта, по данным МОВЗ (Нурмухамедов и др., 2016), отмечено утонение земной коры до 28–29 км на фоне 30–34 км (рис. 4). Таким образом, ЦКШЗ расположена в узкой (~ 50 км) градиентной области северо-восточного простирания, где наблюдается контрастный перепад глубин до границы Мохоровичича (Мохо, М). Узкой полосой рифта от срединного массива в плиоцене (Кузьмин, Богомолов, 2013) отделен Ганальско-Петропавловский блок (рис. 3). На западе площади выделяется линейно вытянутая субмеридианальная область валообразного поднятия границы Мохо (27–28 км на фоне 34–36 км). Это поднятие уверенно коррелируется с градиентной зоной региональной составляющей поля силы тяжести в Западной Камчатке (Апрелков, Иванова, 1989) и далее прослеживается в акватории Охотского моря (Нурмухамедов, 2013). Осевая часть утонения вынесена на тектоническую схему (рис. 2), на которой видно, что срединный массив вплотную примыкает к области подъема границы Мохо. В центральной части площади геофизический профиль пересекает

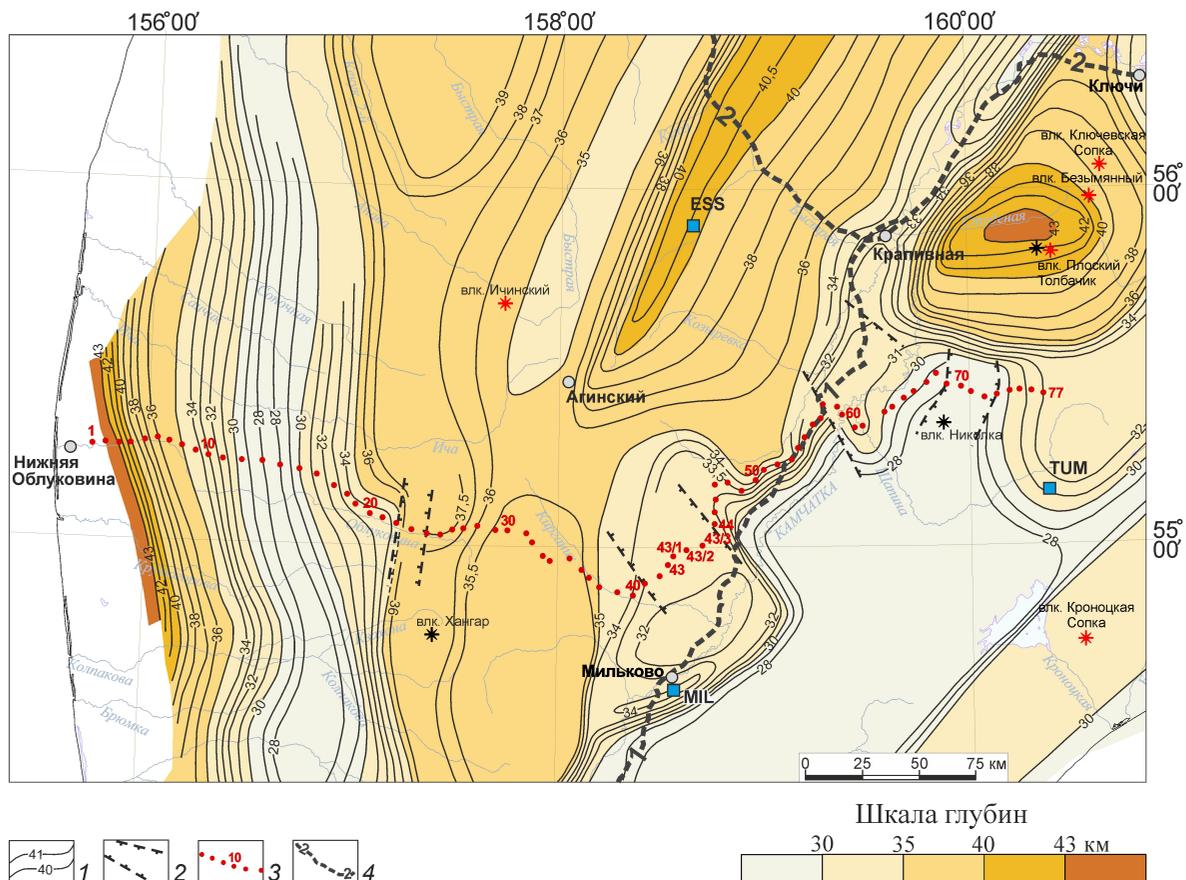


Рис. 4. Фрагмент схемы глубин до границы Мохоровичича по (Нурмухамедов и др., 2016) с дополнениями. 1 – изолинии глубин (км) до границы Мохоровичича; 2 – зоны отсутствия корреляции сейсмических границ; 3 – точки наблюдения МОВЗ и их номера вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка; 4 – фрагменты региональных геофизических профилей МОВЗ-МТЗ и их названия: 1-1 (п. Апача – п. Кративная), 2-2 (п. Усть-Хайрюзово – м. Африка)

южные фланги Кирганикской и Балхачской вулканогенно-тектонических структур (ВТС), от которых в северо-восточном направлении распространяется цепочка ВТС.

В заключение отметим, что вследствие субдукции океанической литосферы под нависающую континентальную сформирована зона сейсмической активности – сейсмофокальная зона (СФЗ), или зона Вадати – Заварицкого – Беньофа. Крайний восточный участок профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка (точки МОВЗ (тт.) 60–77) проходит по территории, где глубина до СФЗ составляет 250–300 км (Селиверстов, 2009; Тараканов, 1987). К западу от указанной территории СФЗ не отслеживается.

Методика исследований

На рис. 2, 4, 5, 7 вынесены точки вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка, в которых велись наблюдения методами МОВЗ и МТЗ. В подавляющем большинстве плановое положение точек МОВЗ и МТЗ совпадает, за исключением короткого интервала от т. 43/3 до т. 47 (рис. 5), где это совпадение отсутствует. Расстояние между точками составляет от 3 до 5 км.

Теоретические основы метода МОВЗ изложены в монографии (Померанцева, Мозженко, 1977). Задачей метода является выделение основных разделов литосферы, таких как границы Мохоровичича, кровли консолидированной коры, границы отделяющей верхней гранитно-метаморфический слой от нижнего гранулитобазитового слоя

и других границ. Регистрация сейсмических событий в каждой точке наблюдений реализована в режиме «по обнаружению». Длительность одной стоянки составляла не менее 30 сут, что обеспечило регистрацию необходимого количества сейсмических событий для уверенного выделения границ обмена. В процессе работ использовался комплект аппаратуры «Черепаха» с сейсмоприемниками СК-1П и регистраторами АСС-6/12. Обработка полученных данных и их интерпретация описаны в статье (Нурмухамедов и др., 2016). Там же представлены глубинные разрезы МОВЗ вдоль всех геофизических профилей, отработанных в Камчатском регионе, включая разрез по профилю п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка. В настоящей статье разрез МОВЗ совмещен с плотностной (рис. 7) и геолого-геофизической (рис. 8) моделями вдоль указанного профиля.

Полевые наблюдения МТЗ проведены по стандартной методике (Нурмухамедов, Мороз, 2008) с использованием цифровой электроразведочной станции ЦЭС-2. Во всех пунктах зондирования осуществлялась регистрация пяти компонент (E_x, E_y, H_x, H_y, H_z) МТ-поля в диапазоне частот 0,001–10 Гц. Датчики ориентировались по азимутам 30° и 120°, что соответствует ТЕ- и ТМ-моде (направление поляризации электрической компоненты поля вдоль и вкrest простирания основных структур региона). Обработка первичной базы данных, анализ полярных диаграмм и кривых МТЗ изложены в статье (Нурмухамедов, 2001), в которой также представлен геолого-геофизический разрез верхней

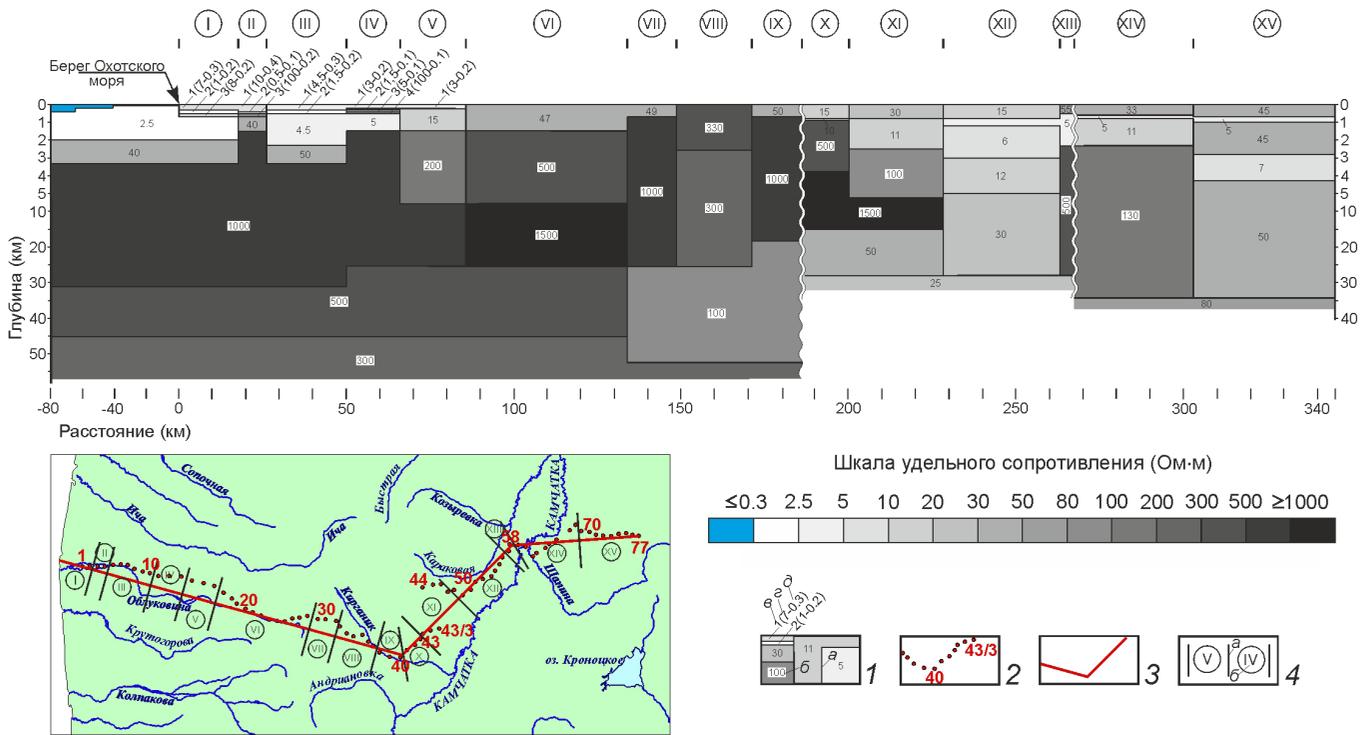


Рис. 5. Глубинная геоэлектрическая модель вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка: 1 – геоэлектрические блоки, характеризующиеся различным уровнем УЭС: границы блоков (а) и их сопротивление, Ом·м, (б), обозначение верхних малоомных геоэлектрических слоев: сверху вниз – номер слоя (в), его сопротивление, Ом·м, (г) и мощность, км, (д); 2 – точки наблюдений МТЗ и их номера; 3 – спрямленные линии, вдоль которых реализовано двумерное моделирование; 4 – границы зон (а), выделенные в процессе моделирования, и их номера (б)

части земной коры с анализом распределения электропроводности в осадочных бассейнах Центральной и Западной Камчатки и определением глубин до кровли верхнемелового комплекса пород.

Численное 2D-моделирование реализовано с учетом условий двумерной геоэлектрической среды, когда параметры (геометрия и удельное сопротивление) ее отдельных элементов меняются вдоль вертикальной и одной из горизонтальных осей, вдоль второй горизонтальной оси размеры элементов в обоих направлениях бесконечны, а удельное сопротивление постоянно. 2D-моделирование осуществлялось с применением программы 2DMOD (Wannamaker et al., 1987). Программа прошла тестовую проверку в международном проекте COMMEM1 и в своем классе считается одной из лучших для решения задач двумерного моделирования (Жданов и др., 1990).

В процессе моделирования использовались кривые ТЕ-моды, поскольку они в меньшей степени подвержены индукционному влиянию, формируемому в акватории Охотского моря (Мороз, Мороз, 2011). Моделирование осуществлялось вдоль трех спрямленных участков (рис. 5), на которых выделено 15 зон, характеризующихся конформными, но отличающимися по уровню сопротивления кривыми МТЗ. С целью подавления гальванических эффектов были рассчитаны среднестатистические кривые для каждой зоны. Для формирования стартовой модели использовалась разработанная нормальная глубинная модель с включением акватории Охотского моря (Нурмухамедов, 2010). В процессе моделирования была достигнута удовлетворительная сходимость между экспериментальными и модельными кривыми МТЗ (рис. 6).

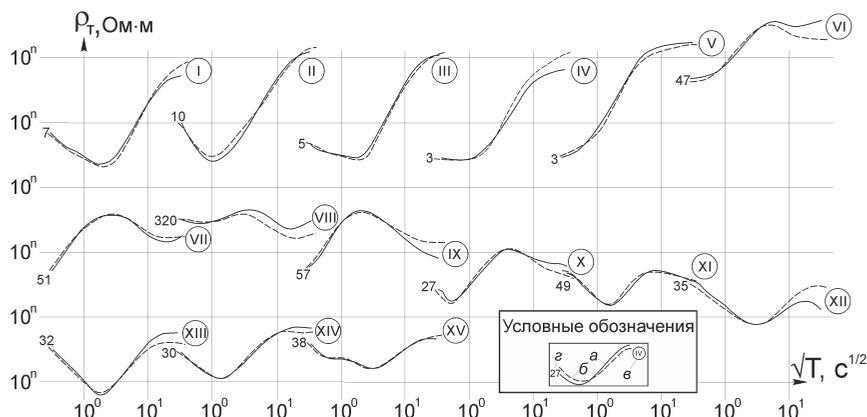


Рис. 6. Сопоставление экспериментальных (а) и расчетных (б) кривых МТЗ для геоэлектрической модели, представленной на рис. 5 (в – номер зоны, г – значение сопротивления, Ом·м, в начальной части экспериментальной кривой)

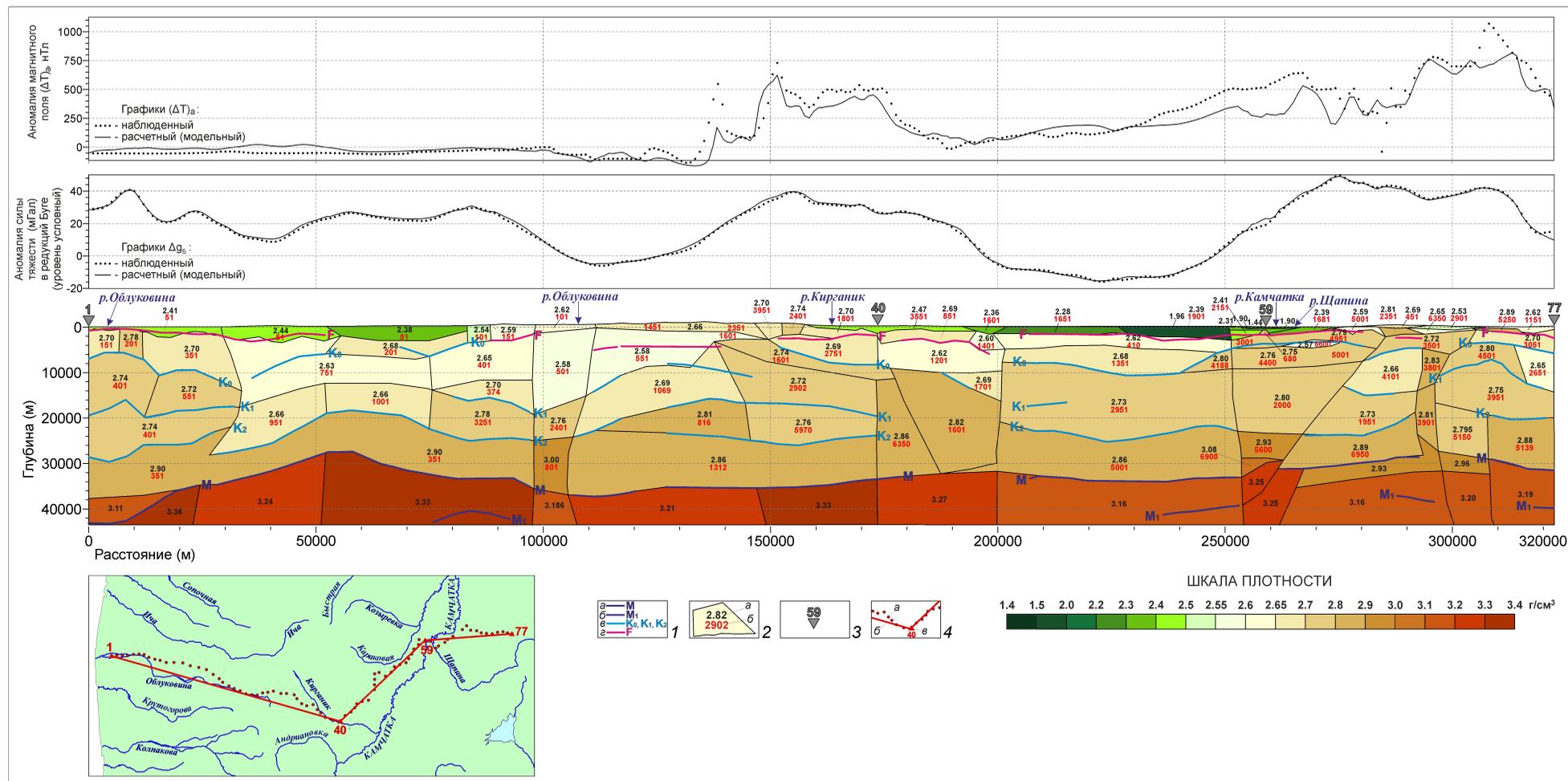


Рис. 7. Глубинная плотностная модель вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка: 1 – сейсмические границы по данным МОВЗ (а – граница Мохоровичича; б – граница в верхней мантии; в, г – другие сейсмические границы, выделенные в земной коре); 2 – границы блоков и средние для них значения плотности ($\rho/\text{г/см}^3$) (а) и магнитной восприимчивости (10^{-6} CGS) (б); 3 – точки МОВЗ и их номера; 4 – на схеме: точки МОВЗ, расположенные вдоль профиля (а); спрямленные линии, вдоль которых реализовано плотностное моделирование (б); точки МОВЗ, в которых осуществлен поворот линии моделирования (в)

Но в некоторых зонах, особенно в зонах IV, VI, IX, XII, не удалось добиться необходимой сходимости на периодах более 300–400 с. Очевидно, в условиях реальной трехмерной геоэлектрической среды возможности 2D-моделирования, особенно на больших периодах, ограничены.

Для изучения распределения плотности пород в земной коре и верхней мантии выполнено двумерное плотностное моделирование (рис. 7) с использованием материалов гравиметрической съемки масштаба 1:200 000. Начальным каркасом модели послужили границы и разломы, выделенные МОВЗ (Нурмухамедов и др., 2016). Исходные значения плотности верхних слоев разреза определены по образцам горных пород, обнаженных на дневной поверхности. Для глубинных слоев значения плотности взяты из опубликованных источников. Так, для верхнемеловых отложений принята плотность $2,67 \text{ г/см}^3$, для гранито-метаморфического («гранитного») слоя – $2,64\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$, для гранулито-базитового («базальтового») слоя – $2,80\text{--}3,07 \text{ г/см}^3$, для верхней мантии – $3,30 \text{ г/см}^3$. Указанные плотности взяты в качестве первичных данных для итерационного подбора модели. Расчеты проведены с помощью пакета программ Geosoft Inc. (Geosoft Software. Oasis montaj. <http://www.geosoft.com/ru>). Методика плотностного моделирования опубликована в (Сидоров, Нурмухамедов, 2022).

Кроме плотностного выполнено двумерное магнитное моделирование с использованием того же пакета программ. Результаты отражены на плотностной модели (рис. 7). В качестве исходных данных использованы материалы аэромагнитной съемки масштаба 1:200 000. Моделирование проведено при неизменной геометрии выделенных элементов в плотностном разрезе. В результате определена вероятная магнитная восприимчивость блоков, характеризующихся различной плотностью. Во всем разрезе суммарный вектор намагниченности направлен в нижнее полупространство. Аномальный эффект обеспечивается главным образом за счет индуктивной намагниченности, созданной современным полем. При расчете магнитной модели за поверхность Кюри принята подошва коры.

В результате комплексной интерпретации полученных данных построена глубинная геолого-геофизическая модель вдоль профиля п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка (рис. 8). Как и при плотностном моделировании, каркасом модели послужили выделенные по данным МОВЗ границы слоев литосферы, коровые и коромантийные разрывные нарушения. В некоторых местах разреза сейсмические границы прерывисты, что особенно отмечено в западной половине модели (тт. 8–25). В таких местах картину глубинного строения литосферы дополняют результаты плотностного моделирования, где непрослеженные границы по МОВЗ продолжены в виде плотностных границ между слоями и блоками. Анализ показывает, что результаты моделирования не противоречат сложившимся представлениям о плотностных характеристиках слоев и отдельных блоков литосферы.

В геолого-геофизической модели выделены: граница Мохоровичича (М), отделяющая земную кору от верхней мантии; граница K_2 , отделяющая верхнюю кору от нижней; кровля консолидированной коры (K_0) – кристаллического

фундамента; кровля верхнемелового комплекса пород (F). Кроме того, выделены другие границы в земной коре (K_1) и верхней мантии (M_1). Между границами заключены слои, соответствующие (сверху вниз) кайнозойскому вулканогенно-осадочному чехлу, мезозойскому комплексу пород, гранито-метаморфическому («гранитному») и гранулито-базитовому («базальтовому») слоям. В самой нижней части модели выделен верхнемантийный слой. Всю толщину пород пронизывают коровые и коромантийные разломы, делящие кору и верхнюю мантию на отдельные блоки. В модели обозначены границы основных геологических структур, пересекаемых профилем, вынесена проекция близко расположенного к профилю потухшего вулкана Николка. Подробные пояснения к модели представлены в подрисуночных подписях к рис. 8.

Анализ геолого-геофизической модели

Как отмечено во введении, архитектура земной коры и верхней мантии на значительной части Корякско-Камчатской складчатой области определяется субдукцией океанической литосферы под нависающую континентальную и коллизией островодужных блоков. Профиль п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка пересекает центральную часть полуострова, где процессы взаимодействия литосферных плит, по нашему мнению, хорошо выражены.

В соответствии с геолого-геофизической моделью (рис. 8) мощность земной коры в ее восточной и центральной частях относительно стабильна и варьирует в незначительных пределах – соответственно от 30–33 до 30–36 км. Но на западе модели (пикеты 40–70 км) отмечается валообразный подъем границы Мохо. Амплитуда ее локального поднятия составляет 5–7 км. Это единственное место на профиле, где мощность коры минимальна и составляет 27–28 км.

Далее на западе наблюдается довольно контрастное погружение границы М с максимальной глубиной 43 км в районе пикетов (ПК) 0–10 км. Вероятно, таким образом находит свое отражение краевая восточная часть Охотской неоплатформы (Апрелков и др., 1991) (Охотской эпимезозойской платформы по Л.М. Смирнову (1971)). Более сложной структурой характеризуется верхняя кора. В интервале пикетов 160–330 км мощность гранито-метаморфического слоя выдержана, но ее увеличение до 20 км и более наблюдается в западной половине модели (ПК 75–150 км). В верхних горизонтах слоя, согласно плотностному и магнитному моделированию (рис. 7), отмечены масштабная гранитизация и метаморфическая проработка горных пород, что хорошо согласуется с результатами геологической съемки, отраженными на Геологической карте (2006). Увеличение толщины верхнего слоя от 10 до 24 км наблюдается и в крайнем западном фрагменте модели (ПК 0–30 км). Следует отметить, что именно в этой части разреза наблюдается сложная конфигурация разделов K_0 и K_2 , ограничивающих сверху и снизу верхний слой, и раздела K_1 внутри этого слоя. Мощность нижней коры (гранулито-базитового слоя) заметно меньше верхней и варьирует в пределах 8–10 км, достигая в отдельных участках 12–15 км.

На основе методики, предложенной И.П. Косминской (1967), выполнена типизация земной коры.

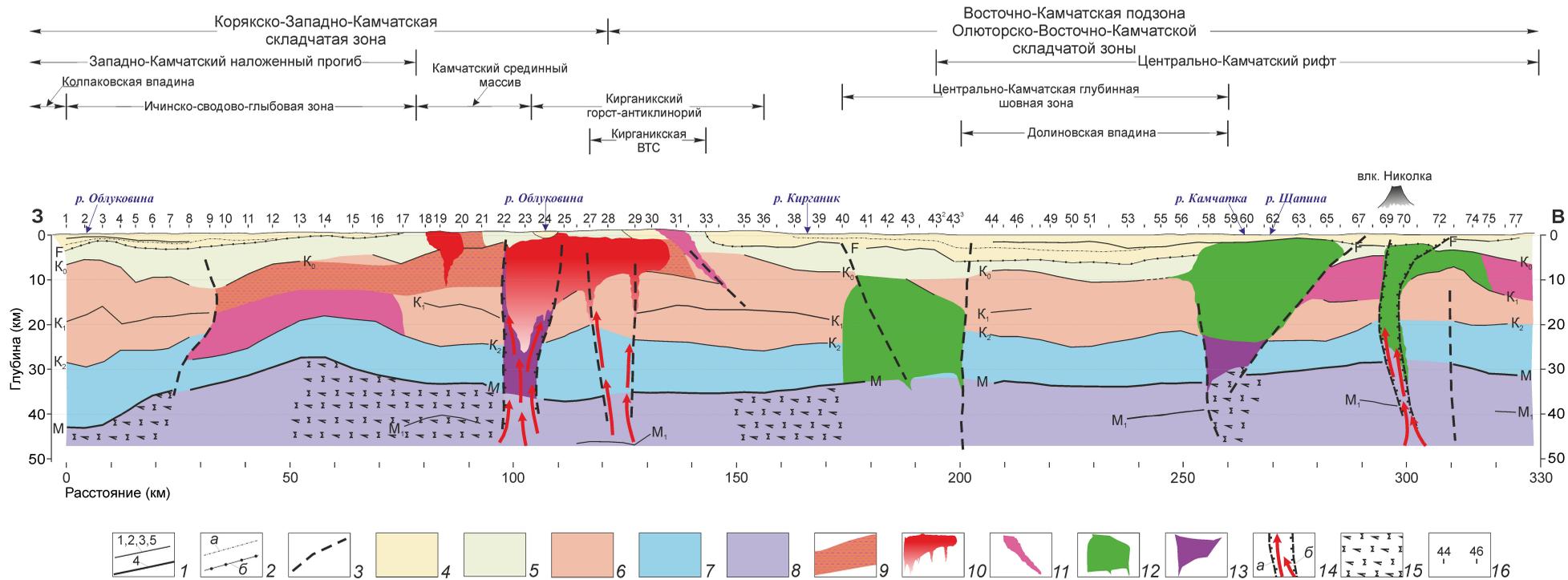


Рис. 8. Глубинная геолого-геофизическая модель вдоль профиля пос. Ниж. Облуковина – г. Андриановка (названия геологических структур и их границы приведены в соответствии с тектонической схемой (рис. 2)): 1 – границы, выделенные по данным МОВЗ и отождествляемые (сверху вниз): 1 – с кровлей верхнемелового комплекса пород (F), 2 – с кровлей консолидированной коры (K_0) – кристаллическим фундаментом, 3 – с границей между верхней и нижней корами (K_1), 4 – с границей Мохоровичича (M), 5 – с прочими границами (K_2 , M_1) в земной коре и верхней мантии; 2 – кровля палеогеновых отложений (a) и кровля верхнемелового комплекса пород (б), выделенных по данным МТЗ; 3 – разрывные нарушения, по данным МОВЗ; 4 – кайнозойский вулканогенно-осадочный комплекс пород; 5 – мезозойский комплекс пород; 6 – гранито-метаморфический («гранитный») слой верхней коры; 7 – гранулитобазальтовый («базальтовый») слой нижней коры; 8 – верхняя мантия; 9 – метаморфический комплекс пород (гнейсы) преимущественно салического состава; 10–13 – интрузивные массивы и интрузии гранитоидного (10), гранодиоритового (11), диоритового (12) и базит-ультрабазитового (13) составов; 14 – границы предполагаемых магмаводов (a), направление движения магматических расплавов и тепловых потоков (б); 15 – участки повышенной плотности в верхней мантии ($3,26\text{--}3,36\text{ г/см}^3$ на фоне $3,11\text{--}3,21\text{ г/см}^3$), возникшие в результате эклогитизации перидотитов; 16 – точки наблюдений МОВЗ и их номера

Метод предусматривает анализ соотношения мощностей верхней и нижней коры на фоне ее общей мощности. Как видно из модели (рис. 8), практически на всем ее протяжении мощность верхней коры превышает мощность нижней, что дает основание отнести ее к коре континентального типа. В западной части модели (ПК 0–10 км), как и в остальном разрезе, верхняя кора по мощности превосходит нижнюю, но ее общая мощность увеличивается до 43 км. В этом месте профиль пересекает восточный фрагмент Охотской неоплатформы.

В интервале ПК 10–20 км выделено разрывное нарушение (разлом) сложной конфигурации. Вдоль разлома в нижней коре отмечена высокоамплитудная сдвиговая дислокация, что, вероятно, отражает сложную динамику взаимодействия литосферных блоков. В модели выделены и другие коровые и коромантийные разломы, образующие границы литосферных блоков.

Вызывает интерес наклонный разлом, который, в соответствии с моделью, имеет распространение только в верхней коре (ПК 135–150 км). В плане это разрывное нарушение совпадает со Срединно-Камчатским разломом северо-восточного простирания, выделенным по результатам геологической съемки (рис. 2). К разлому приурочена интрузия среднекислого состава, в надинтрузивной зоне которой расположено Оганчинское золото-серебряное рудопроявление. В этом районе профиль пересекает южные фланги Кирганинской и Балхачской ВТС. В геоэлектрическом разрезе (рис. 5) на глубине более 20–25 км выделен низкоомный объект с удельным электрическим сопротивлением (УЭС) 100 Ом·м на фоне 300–1000 Ом·м. Выше по разрезу расположена область, в центре которой находится участок с сопротивлением 300 Ом·м, ограниченный с обеих сторон высокоомными блоками (1000 Ом·м). Этот комплекс геоэлектрических неоднородностей напоминает коромантийную зону (100 Ом·м) питания вулканов. Продвижение магматических расплавов в верхние горизонты, вероятно, осуществлялось по ослабленной субвертикальной зоне (300 Ом·м). Обрамление магмавода подвергнуто высокотемпературному метаморфизму, поэтому сопротивление среды вокруг ослабленной зоны достигает 1000 Ом·м. Но в соответствии с геолого-геофизической моделью (рис. 8) горизонтальная слоистость среды в этом месте не нарушена и не зафиксировано ее разуплотнение, что бывает характерно при наличии коромантийных зон плавления или частичного плавления (Nurmukhamedov, Sidorov, 2019; Нурмухамедов и др., 2020). Объяснить отсутствие согласованности между геофизическими данными можно тем, что профиль не пересекает ВТС, а проходит южнее этих структур. Область формирования волны (Рокитянский, 1975) с увеличением периода вариаций МТ-поля охватывает всё большее пространство литосферы, в том числе и предполагаемый коромантийный проводник, расположенный к северу от профиля. Это нашло свое отражение в геоэлектрическом разрезе в виде коромантийного участка со значительным понижением УЭС до 100 Ом·м. Остальные методы (МОВЗ и плотностное моделирование) показывают ненарушенную горизонтально-слоистую среду в том месте, где проходит профиль.

В районе срединного массива и его флангов отмечается большое количество разрывных нарушений различного

направления, среди которых выделяются своей протяженностью разломы северо-восточного и северо-западного простирания. Так, в диапазоне точек МОВЗ 13–30 профиль проходит вдоль Ичинско-Облуковинского разлома (рис. 2) северо-западного простирания, где его пересекают или стыкуются с ним разрывные нарушения различных направлений. В этом месте в геолого-геофизическом разрезе (ПК 95–130 км) выделяется система сквозькоровых разломов, образующих зону повышенной проницаемости и достигающих верхней мантии. Проницаемая зона является путеводом для глубинных магм и флюидов. В плотностной модели на отмеченном интервале профиля (рис. 7) плотность блоков заметно отличается от плотности смежной вмещающей среды и изменяется от 2,58 г/см³ на уровне верхней коры до 3,2 г/см³ в верхней мантии. Под влиянием тепловых потоков и поступающей магмы в верхних слоях коры сформирован сложный интрузивный массив гранитоидного состава (рис. 8), отдельные фрагменты которого эродированы и обнажены на дневной поверхности (рис. 2).

Всей восточной половиной профиль п. Ниж. Облуковина – г. Андриановка входит в зону Центрально-Камчатского рифта (рис. 2). В этом месте практически на всю глубину разреза отмечается низкий и очень низкий уровень УЭС – 6–50 Ом·м (рис. 5). Для восточной половины профиля характерны блоки с интрузиями преимущественно среднего, основного и ультраосновного составов (рис. 8). Этим разрез восточной половины модели кардинально отличается от западной, где расположены интрузии преимущественно кислого и среднекислого состава, а сопротивление отдельных блоков и слоев достигает 500–1500 Ом·м. В восточной части модели (ПК 300 км) выделяется субвертикальная структура, пронизывающая всю земную кору и погружающаяся в верхнюю мантию. Эту структуру можно отождествить с бывшей питающей системой потухшего вулкана Николка.

В нижней части модели плотность ее отдельных фрагментов варьирует в пределах 3,11–3,27 г/см³ (рис. 7). Такие значения характерны для пород верхней мантии – для перидотитов. По А.Э. Рингвуду (1972), более высокие значения плотности (3,4–3,65 г/см³) свойственны эклогитам, образующимся в результате взаимодействия континентальной и океанической литосфер в процессе субдукции последней. В западной половине модели присутствуют участки, где плотность отдельных блоков достигает 3,33 г/см³ и даже 3,36 г/см³ (ПК 5–20 км). Предполагается, что выделенные участки относятся к зонам эклогитизации перидотитов, сформированным в области палеосубдукции океанической литосферы под континентальную.

Обсуждение результатов

Особый интерес вызывает западная часть геолого-геофизической модели (рис. 8), где отмечается сложное строение земной коры в сочетании с локальным подъемом границы Мохо. Аналогичные подъемы наблюдаются и в других частях Корякско-Камчатской складчатой области (Нурмухамедов и др., 2016; Nurmukhamedov, Sidorov, 2019; Нурмухамедов, Сидоров, 2022), но в анализируемом участке такой подъем сопровождается контрастным утонением коры, которое, как отмечено выше, находит отражение в морфологии гравитационного поля. Вышеуказанные

слои повторяют форму перегиба раздела М, где в самой верхней части консолидированной коры (ПК 30–100 км) выделяется слой низкой плотности (2,63–2,65 г/см³), представленный метаморфическими породами (гнейсами) преимущественно калиевого состава. Мощность слоя составляет 6–9 км. В самой верхней части разреза (ПК 0–85 км) находится слой кайнозойских вулканогенно-осадочных отложений, ниже которого расположен мезозойский комплекс пород. Максимальная мощность мезокайнозойской толщи (12 км) совпадает с зоной глубинного разлома сложной конфигурации (ПК 30 км).

Комплексный анализ отдельных элементов геолого-геофизической модели указывает на то, что в ее западной части зафиксирован фрагмент палеосубдукции (слэба), который, в свою очередь, является частью единой конвергентной границы, существовавшей в альб-кампанское время (Соловьев, 2005) на северо-востоке Евразии. Далее мы предлагаем свою версию формирования зоны палеосубдукции и примыкающих к ней геологических объектов, основываясь на результатах глубинных геолого-геофизических исследований. За основу определения возраста метаморфического комплекса пород принимаются новые данные U/Pb (SHRIMP) датирования цирконов (Соловьев, 2008).

На рис. 9 (вне масштаба) представлена схема взаимодействия литосферных плит и их отдельных блоков. Специфический валообразный изгиб границы Мохо и вышележащих слоев коры (рис. 8) образован перед погружением океанической литосферы под краевую часть континентальной. Флексуобразный изгиб образуется за счет давления на зону субдукции океанической плиты (Авдейко, Бергаль-Кувикас, 2015). Как следствие, образуются сводообразные поднятия на дне океана, что, по мнению Г.П. Авдейко и А.А. Палуевой (2006), характерно для большинства зон субдукции. Примером может служить вал Зенкевича, расположенный с внешней океанической стороны Курило-Камчатского глубоководного желоба.

В результате субдукционного взаимодействия литосферных плит в верхней мантии сформирован участок эклогитизации перидотитов (ПК 0–20 км). Блокирование субдукции и ее дальнейший перескок на восток произошли вследствие накопления критической массы в зоне аккреции. Но, вероятно, завершающий этап этой блокировки связан с вхождением (аллохтоном) в аккреционный комплекс островодужного блока (террейна), который в геолого-геофизической модели (рис. 8) и на схеме (рис. 9) представлен в виде пластины мощностью от 6 до 9 км. По мнению В.М. Лучицкой (2013), быстрое надвигание окраинно-морских и островодужных пластин на гетерогенные образования континентальной окраины началось 55 млн лет назад – в раннем эоцене. А.Б. Кирмасов с соавторами (2004) также отмечают, что в диапазоне времени 55–50 млн лет происходило вхождение в зону аккреции пакета тектонических пластин, состоящих из различной степени метаморфизованных пород. Однако в плотностном разрезе (рис. 7) нами наблюдается однородный блок в форме пластины с плотностью 2,63–2,65 г/см³.

Мы полагаем, что максимальная амплитуда валообразного изгиба сформировалась в результате нарастания давления океанической литосферы на зону субдукции в период ее окончательного блокирования аллохтонной

пластиной. В это же время, в нижнем эоцене, в сводовой части изгиба формируется зона растяжения – рифтогенная зона, по которой, вероятно, из верхней мантии происходит внедрение магмы и высокотемпературных флюидов в верхнюю кору. В результате дифференциации магмы и анатексиса гетерогенных образований сформировался слой с плотностью 2,66 г/см³ и магнитной восприимчивостью $951 \cdot 10^{-6}$ – $1001 \cdot 10^{-6}$ СГС (рис. 7, ПК 2500–7500 м). Такие параметры свойственны породам гранодиоритового состава (Физические свойства горных пород..., 1984). В геолого-геофизической модели (рис. 8, ПК 25–75 км) этот слой расположен в нижней части «гранитного» слоя и сверху перекрыт аллохтонной пластиной.

Блокирование субдукции привело к ее перескоку на новое место с амплитудой смещения порядка 60 км (рис. 9). Такой же валообразный подъем границы Мохо, как это отмечено в соседнем слэбе, здесь не зафиксирован, но наблюдается характерный изгиб вышележащих слоев коры (ПК 100–150 км), а в верхней мантии отмечен участок эклогитизации перидотитов (ПК 50–100 км), возникший на новом месте как результат взаимодействия литосферных плит в зоне субдукции. Как нам представляется, перескок субдукции на небольшое расстояние и за относительно незначительный промежуток времени (≤ 2 млн лет) можно расценивать как процесс постепенного наращивания континентальной коры. Возможно, такое смещение конвергентной границы сформировано только в зоне аллохтонного террейна, тогда как остальная ее часть продолжала еще длительное время существовать в прежнем режиме – без смещения на восток.

На участке максимального перегиба последующего слэба сформирована область растяжения (ПК 95–135 км) – рифтогенная зона, по которой происходило поступление мантийного материала, в том числе высокотемпературного флюида. В последние годы появились работы (Davies, von Blanckenburg, 1995; Нурмухамедов, Сидоров, 2022 и др.), где показано развитие магматизма и высоких температур в зоне «оторванного слэба». Под влиянием высоких температур и дифференциации магмы 52 млн лет назад (Лучицкая, 2013; Соловьев, 2008) проходили процессы метаморфизма, очагового выплавления и внедрения гранитов в верхние слои коры. В результате в восточной части аллохтона и его флангах образовался значительных масштабов гранитоидный массив (рис. 8, 9) с плотностью пород 2,58 г/см³, что значительно ниже плотности окружающей среды (рис. 7). Дефицит плотности привел к нарушению изостатического равновесия, вследствие чего началось «всплытие» этой части террейна, его флангов и формирование структурного поднятия. Вероятно, скорость подъема нарастала по мере насыщения этой части структуры интрузиями. Возможно, наиболее интенсивный подъем сопряжен по времени с воздыманием Срединного хребта в конце олигоцена, скорость которого оценена в интервале от 0,18 до 0,67 км/млн лет (Соловьев, 2005). Но если судить по эрозионному срезу образовавшегося выступа, то скорость его подъема намного превосходила средние значения по всему хребту. По-видимому, этот фактор (большая скорость подъема) привел к формированию системы дизъюнктивных дислокаций – разломов, обрамляющих выступ. Многочисленные выходы интрузий кислого-среднекислого состава (рис. 2) указывают

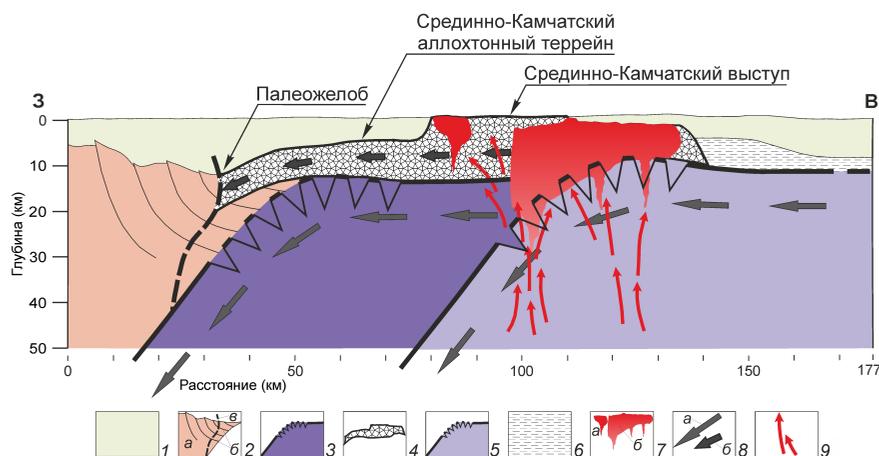


Рис. 9. Схема взаимодействия литосферных плит: 1 – мезокайнозойский вулканогенно-осадочный комплекс; 2 – краевая часть материковой литосферы (а) и зона аккреции (б) в ней, коромантийный разлом (в); 3 – фрагмент наиболее древней (поздний мезозой – кайнозой) субдукции с зоной растяжения на участке максимального перегиба слэба; 4 – островодужная пластина (Срединно-Камчатский аллохтонный террейн); 5 – фрагмент последующей субдукции с зоной растяжения; 6 – слой метаморфических комплексов преимущественно гранитоидного состава (гранитогнейсы и др.); 7 – интрузия (а) и интрузивный массив (б) преимущественно гранитоидного состава; 8 – направление движения палеосубдукций океанической литосферы (а) и островодужного блока (б) в процессе его приращения к краевой части материковой литосферы; 9 – направление движения магматических расплавов и тепловых потоков

на то, что интрузивный массив имеет распространение к северу и к югу от геофизического профиля. В ареале массива расположены золото-серебряные месторождения и рудопроявления эпitherмального типа. Поступление магматических расплавов и высокотемпературных флюидов, обогащенных растворами благородных металлов, происходило по разломам, образованным в зоне растяжения слэба – рифтогенной зоне (рис. 8, 9).

К вышеизложенному следует добавить, что в поздне-меловое – палеогеновое время окраинно-океаническим рифтогенезом была охвачена вся Азиатско-Тихоокеанская транзиталь (АТТ) – зона сочленения континентального и океанического мегаблоков (Марковский, 2004). По мнению Б.А. Марковского, Камчатско-Олюторская рифтогенная система является типоморфной по отношению к рифтогенной системе АТТ. Зарождение рифта в районе Центрально-Камчатского выступа метаморфического фундамента произошло в начале позднего мела. Отмечено, что среди пород вулканического комплекса пикриты маркируют осевую зону рифтогенной системы и являются типичными представителями палеогенового этапа развития рифта. На тектонической схеме (рис. 2) отмечены интрузии различного состава, в том числе пикрит-базальтового вулканического комплекса. Интрузии этого комплекса примыкают к Западно-Камчатскому разлому, который, в свою очередь, расположен вблизи рифтогенной зоны, сформированной в районе 2-го слэба (рис. 9). Как отмечено выше, развитие в этом месте магматизма и очагового выплавления происходило 52 млн лет назад. Вероятно, начало формирования зоны растяжения произошло несколько раньше – 53–54 млн лет назад. Таким образом, согласно полученным данным вся рифтогенная система в рассматриваемом районе образована в нижнем эоцене.

Подводя предварительный итог анализу геолого-геофизической модели, необходимо отметить, что наиболее употребляемое название исследуемого объекта – «срединный массив» – не в полной мере отвечает его происхождению и структурному положению. Такое определение больше подходит к наиболее устойчивым структурным

элементам (например, глыбам) геосинклинальных областей континентальной коры (Хаин, 1991). Мы считаем, что значительную по масштабам аллохтонную пластину в соответствии с полученной моделью необходимо называть Срединно-Камчатским аллохтонным террейном, или сокращенно Срединно-Камчатским террейном, а его восточную часть, где предположительно в олигоцене образовался выступ, – Срединно-Камчатским выступом. Последнее ближе подходит к названиям, ранее предложенным С.Е. Апрельковым с О.Н. Ольшанской (1989; 1991), Б.А. Марковским (2004), В.К. Кузьминым с Е.С. Богомолковым (2013). Предлагаемые названия структур вынесены в итоговый рисунок-схему (рис. 9).

В соответствии с моделью ширина террейна составляет 110 км (рис. 8, 9). Если считать, что ширина структуры выдержана на всём протяжении, то при ее длине 200 км (см. раздел «Обзор...») общая площадь террейна составляет не менее 22000 км². Площадь же образовавшегося в его восточной части выступа составляет около 10000 км², т.е. большая половина аллохтонного террейна погребена под мезокайнозойской толщей пород.

Шанучское месторождение медно-никелевых руд расположено в северной части Камчатского срединного массива (рис. 2) или, если придерживаться терминологии предложенной выше, в северной части Срединно-Камчатского выступа (выступа). Геолого-геофизический разрез (рис. 8) дает основание говорить о скрытом (о погребённом) распространении аллохтонной пластины за пределы закартированных выходов метаморфид. Сульфидные медно-никелевые руды генетически связаны с интрузиями формации рогообманковых базитов и в основном сосредоточены на севере и юге Срединно-Камчатского выступа (Сидоров, Степанов, 2006; Трухин и др., 2007). Результаты плотностного 3D-моделирования (Сидоров и др., 2016), проведенного для северной части выступа, показали наличие нескольких блоков, содержащих скрытые интрузии основного состава. Выделенные интрузии мы относим к рудогенерирующей магматической системе, подобной системе месторождения

медно-никелевых руд Шануч. Интрузивный массив гранитоидного состава выходит за пределы выступа и, судя по выходам интрузий среднего и кислого состава (рис. 2), имеет продолжение в Центральном-Камчатском вулканическом поясе. Интрузии же основного состава никеленосного комплекса обнаружены исключительно в границах метаморфид.

В статье (Апрелков, Попруженко, 2009) представлена схема тектонического районирования Корьякско-Камчатской складчатой области, выполненная по геолого-геофизическим данным. В соответствии с публикацией, срединный массив примыкает к восточной границе Пенжинско-Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (рис. 3). Авторы указанной работы на основе веских аргументов высказывают предположение, что Крутогоровско-Петропавловская (Начикинская) зона является продолжением Пенжинско-Западно-Камчатской структурно-формационной зоны (ПЗКЗ). В частности, отмечается, что единство структур хорошо отслеживается по морфологии гравитационного поля, фиксируется четкое совпадение структурных линий, дешифрируемых на космических снимках, и осей гравиметрических максимумов, разворачивающихся с северо-восточного направления на меридиональное, а затем на юго-восточное южнее хребта Морощенный (район западного побережья Камчатки). Кроме того, приводится ряд геологических факторов, указывающих на единство рассматриваемых структур. Разворот ПЗКЗ в юго-восточном направлении отделяет Южно-Камчатскую складчатую зону от Восточно-Камчатской и прерывает цепь действующих вулканов Юго-Восточной Камчатки, отделяя их от Авачинской группы вулканов. К этому следует добавить, что упомянутый выше линейно вытянутый валлообразный подъем границы Мохо расположен в зоне ПЗКЗ (рис. 2, 3).

На севере Корьякско-Камчатской складчатой области с восточной границей ПЗКЗ совмещен Куюльский террейн, характеризующийся типичным набором пород офиолитовой формации. По мнению авторов монографии (Ханчук и др., 1990), «надвигание Куюльских офиолитов на позднеюрско-раннемеловые терригенные толщи... происходило в раннем мелу, главным образом в готерив-барремское время. Покровообразование продолжалось в позднемеловое и третичное время». Как видно, Куюльский террейн на севере и Срединно-Камчатский на юге отличаются по составу пород друг от друга. Так, к северу от Хангарского гранито-гнейсового купола (южнее геофизического профиля в районе точек МОВЗ 23–29) и к юго-востоку от него закартированы выходы пород ультраосновного состава (Государственная геологическая карта..., 2006). Два отмеченных выхода и по возрасту, и по составу близки Куюльскому массиву. Верхняя граница возраста пород, определенная по методике трекового датирования, довольно близка ко времени формирования гранитоидов (к раннему эоцену). Таким образом, вхождение террейнов в аккреционную зону Палеокамчатки происходило если не в одно геологическое время, то, во всяком случае, в довольно узком временном диапазоне. Несмотря на значительную удаленность ксеноблоков, их объединяет то, что перекрытие аккреционных комплексов происходило в виде аллохтонных пластин, завершающих процесс блокирования древнейшей зоны субдукции на

территории Корьякско-Камчатской складчатой области. Поэтому можно предположить, что Пенжинско-Западно-Камчатская структурно-формационная зона унаследована от древнейшей на территории Камчатки зоны аккреции (рис. 3, 9).

Заключение

1. Впервые на основе комплексной интерпретации геолого-геофизических данных создана модель строения земной коры и верхней мантии вдоль профиля пос. Ниж. Облуковина – г. Андриановка, пересекающего в субширотном направлении Центральную Камчатку, включая северный фрагмент Срединно-Камчатского террейна и его восточную часть – Срединно-Камчатский выступ. В модели представлены основные разделы литосферы, такие как граница Мохоровичича, граница K_2 , отделяющая верхнюю гранито-метаморфическую кору от нижней гранулитобазитовой, граница K_0 , являющаяся кровлей консолидированной коры, и другие границы. Выделены ранее неизвестные элементы строения земной коры. Кора соответствует континентальному типу, при этом наблюдается увеличение ее мощности в направлении с востока на запад.

2. В западной части модели выделен фрагмент палеосубдукции (слэба), который является частью единой конвергентной границы, существовавшей в альб-кампанское время на северо-востоке Евразии. Характерный валлообразный изгиб границы Мохо и вышележащих слоев коры образован перед погружением (субдукцией) океанической литосферы под краевую часть континентальной. Завершающий этап блокирования субдукции и ее смещение на восток на расстояние ~ 60 км произошло менее 55 млн назад – в раннем эоцене и связан с вхождением в аккреционный комплекс террейна в виде островодужной пластины мощностью от 6 до 9 км. Таким образом, срединный метаморфический террейн представляет собой бескорневой аллохтон. По некоторым оценкам площадь пластины, в том числе и ее погребенной части, составляет не менее 22000 км².

3. На участке максимального перегиба последующего слэба сформирована зона растяжения – рифтогенная зона, по которой происходил подъем магматического мантийного материала и высокотемпературного флюида. Возраст формирования зоны – ранний эоцен. Примерно 52 млн лет назад происходили процессы метаморфизма, очагового выплавления и внедрения гранитов в верхние слои коры. Вследствие чего в восточной части пластины и ее флангах образовался гранитоидный массив с плотностью пород 2,58 г/см³, что значительно ниже показателей плотности окружающей среды. Дефицит плотности привел к «всплытию» этой части островодужной пластины и образованию Срединно-Камчатского выступа. Воздымание структуры происходило постепенно, по мере ее насыщения интрузиями гранитоидного состава, но наиболее интенсивный подъем произошел в конце олигоцена.

4. Рифтогенные зоны, генетически связанные с наиболее древним и относительно молодым слэбами, последовательно образованы в раннеэоценовое время.

5. Отмеченные на большой площади многочисленные выходы интрузий кислого и среднекислого состава указывают на то, что интрузивный массив имеет значительное

распространение по латерали. Поступление магматических расплавов и высокотемпературных флюидов, обогащенных растворами благородных металлов, происходило по разрывным нарушениям-магмаводам, образованным в рифтогенной зоне. Интрузии основного состава, перспективные на вскрытие сульфидных медно-никелевых руд, обнаружены в краевых частях Срединно-Камчатского выступа.

6. Пенжинско-Западно-Камчатская структурно-формационная зона унаследована от древнейшей на территории Камчатки зоны аккреции.

Финансирование / Благодарности

Работа выполнена в рамках государственного задания НИГТЦ ДВО РАН (ЕГИСУ НИОКТР № АААА-А19-119110890002-2 – код научной темы FWEU-2019-0002), финансируемого Министерством науки и высшего образования РФ.

Авторы выражают искреннюю благодарность анонимному рецензенту за ценные замечания и предложения, которые способствовали улучшению работы.

Литература

- Авдейко Г.П., Палуева А.А. (2006). Олюторское землетрясение 2006 г. как результат взаимодействия литосферных плит в Корьякско-Камчатском регионе. *Вестник КРАУНЦ. Науки о земле*, (2), с. 54–68.
- Авдейко Г.П., Бергаль-Кувикас О.В. (2015). Геодинамические условия образования адакитов и NB-обогащенных базальтов (NEAB) на Камчатке. *Вулканология и сейсмология*, (5), с. 1–13.
- Апрелков С.Е., Иванова Г.И. (1989). Отчет по обобщению и переинтерпретации материалов гравиметрических съемок масштаба 1:200 000 по Центральной Камчатке с целью составления структурно-формационной карты масштаба 1:500 000. Елизово: ЕГФЭ, 375 с.
- Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н. (1989). Тектоническое районирование Центральной и Южной Камчатки по геологическим и геофизическим данным. *Тихоокеанская геология*, (1), с. 53–65.
- Апрелков С.Е., Ольшанская О.Н., Иванова Г.И. (1991). Тектоника Камчатки. *Тихоокеанская геология*, (3), с. 62–75.
- Апрелков С.Е., Попруженко С.В. (2009). Пенжинско-Западно-Камчатская складчатая зона и Укюаят-Срединный блок в структуре Корьякского нагорья Камчатки. *Тихоокеанская геология*, 28(4), с. 90–104.
- Бондаренко Г.Е. (1997). Ультраосновные и основные метавулканыты Срединного хребта Камчатки: положение в разрезе и обстановка формирования. *Бюл. МОИП. Отд. геол.* 72(3), с. 32–40.
- Богданов Н.А., Чехович В.Д. (2002). О коллизии Западно-Камчатской и Охотоморской плит. *Геотектоника*, (1), с. 72–85.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). (2006). Серия Корьякско-Курильская. Лист N-57 – Петропавловск-Камчатский. Объяснительная записка. СПб: Карт. фабрика ВСЕГЕИ, 376 с.
- Жданов М.С., Варенцов И.М., Голубев Н.Г., Крылов В.А. (1990). Методы моделирования электромагнитных полей. *Материалы Межд. проекта СОММЕИ*. Под ред. В.И. Дмитриева. М.: Наука, 200 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Коваленко В.И. (1973). Структурно-магматическая зональность и металлогения западной части Тихоокеанского пояса. *Геотектоника*, (5), с. 3–21.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. (1990). Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 334 с.
- Кирмасов А.Б., Соловьев А.В., Хоуриган Дж.К. (2004). Коллизионная и постколлизионная структурная эволюция Андриановского шва (Срединный хребет, Камчатка). *Геотектоника*, (4), с. 64–90.
- Косминская И.П. (1967). Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. *Бюл. МОИП. Отд. геол.*, (5), с. 8–17.
- Кузьмин В.К., Богомоллов Е.С. (2013). Источники метатерригенных толщ Срединно-Камчатского и Ганальского поднятий в свете новых Sm-Nd изотопно-геохимических данных. *Геотектоника*, (3), с. 87–96.
- Лучицкая М.В. (2013). Гранитоидные комплексы мезозоя-кайнозоя в структуре континентальной окраины северо-востока Азии. *Геотектоника*, (5), с. 3–35.
- Марковский Б.А. (2004). Окраинно-океанический тип рифтогенного ультрамафит-мафитового магматизма Азиатско-Тихоокеанской транзитали. *Геология и металлогения ультрамафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций: Мат. Межд. конф.* Екатеринбург, с. 44–48.
- Мишин В.В. (1996). Глубинное строение и типы земной коры юга Камчатки. *Тихоокеанская геология*, (1), с. 110–119.
- Мороз Ю.Ф., Мороз Т.А. (2011). Численное трехмерное моделирование магнитотеллурического поля Камчатки. *Физика Земли*, (2), с. 64–73.
- Нурмухамедов А.Г. (2001). Геоэлектрический разрез верхней части земной коры по региональному профилю Нижняя Облуковина – Адриановка (Камчатка). *Тихоокеанская геология*, (2), с. 13–23.
- Нурмухамедов А.Г., Мороз Ю.Ф. (2008). Особенности геологического строения северо-восточной части Корьякско-Камчатской складчатой области по данным глубинных геофизических исследований. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, (1), с. 125–133.
- Нурмухамедов А.Г. (2010). Глубинное строение северо-восточной части Корьякско-Камчатской складчатой области по геофизическим данным: Дис. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск: ИЗК, 151 с.
- Нурмухамедов А.Г. (2013). Отчет о результатах работ по объекту «Создание схемы сеймотектонического районирования Корьякско-Камчатской складчатой области на основе обобщения глубинных геолого-геофизических работ». Кн. 2. Петропавловск-Камчатский: ОАО «Камчатгеология», 295 с.
- Нурмухамедов А.Г., Недядько В.В., Ракитов В.А., Липатев М.С. (2016). Границы литосферы на Камчатке по данным метода обменных волн землетрясений. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, (1), с. 35–52.
- Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д., Мороз Ю.Ф. (2020). Модель строения земной коры и верхней мантии в районе Карымшинского рудного узла по геофизическим данным (Южная Камчатка). *Георесурсы*, 22(1), с. 68–76. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.1.63-72>
- Нурмухамедов А.Г., Сидоров М.Д. (2022). Модель строения Южной Камчатки по результатам плотностного 3D-моделирования и комплексу геолого-геофизических данных. *Тихоокеанская геология*, 41(2), с. 25–43. <https://doi.org/10.30911/0207-4028-2022-41-2-25-43>
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н. (1977). Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля». М.: Недра, 256 с.
- Рингвуд А.Э. (1972). Состав и эволюция верхней мантии. *Земная кора и верхняя мантия*. Под ред. П. Харт. М.: Мир, с. 7–26.
- Рихтер А.В. (1995). Структура метаморфического комплекса Срединно-Камчатского массива. *Геотектоника*, (1), с. 71–78.
- Рокитянский И.И. (1975). Исследования аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, с. 280.
- Савостин Л.А., Кузнецов Н.Б., Бондаренко Г.Е., Перчук А.Л., Геря Т.В. (1992). Новые данные о характере соотношений камчатского и андриановского комплексов (Срединная Камчатка). *Доклады Акад. наук*, 326(1), с. 148–153.
- Селиверстов Н.И. (2009). Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской островных дуг. Петропавловск-Камчатский: Изд-во КамГУ им. Витуса Беринга, 191 с.
- Сидоров М.Д., Степанов В.А. (2006). Геофизические поля и никеленосность Камчатского срединного массива. *Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле*, (2), с. 140–150.
- Сидоров М.Д., Таскин В.В., Вешняков Н.А. (2016). Плотностные неоднородности в верхней коре Шанучского рудного района, и проблема выявления нескрытых никеленосных интрузий (срединный массив, Камчатка). *Региональная геология и металлогения*, (65), с. 104–115.
- Сидоров М.Д., Разумный А.В., Исаева Е.П. (2020). Модель земной коры и тектоническое районирование переходной зоны континент-океан Чукотско-Корьякско-Камчатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса. *Региональная геология и металлогения*, (82), с. 69–82.
- Сидоров М.Д., Нурмухамедов А.Г. (2022). Объемное изображение плотностной модели земной коры на примере Южной Камчатки. *Геология и геофизика*, 63(10), с. 1433–1452. <https://doi.org/10.15372/GiG2021155>
- Смирнов Л.М. (1971). Тектоника Западной Камчатки. *Геотектоника*, (3), с. 104–117.
- Смирнов В.И. (1974). Зоны Беньюфа и магматогенное рудообразование. *Геология рудных месторождений*, (1), с. 3–17.
- Соловьев А.В. (2005). Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит методами трекового датирования и структурного анализа: Автореф. дис. д. геол.-мин. н. М.: МГУ, 52 с.
- Соловьев А.В. (2008). Изучение тектонических процессов в областях конвергенции литосферных плит: методы трекового и структурного анализа. *Тр. ГИН РАН*, (577). М.: Наука, 319 с.
- Тарарин И.А. (1977). Происхождение гранулитов Ганальского хребта Камчатки. *Доклады АН СССР*, 234(3), с. 677–680.

Тарарин И.А., Бадрединов З.Г., Чубаров В.М. (2015). Петрология и рудоносность метаморфических и магматических комплексов Центральной и Восточной Камчатки. Владивосток: Наука, 302 с.

Тараканов Р.З. (1987). Сейсмичность. Геолого-геофизический атлас Курило-Камчатской островной системы. Под ред. К.Ф. Сергеева, М.Л. Красного. Л.: ВСЕГЕИ, л. 33.

Трухин Ю.П., Степанов В.А., Сидоров М.Д. (2007). Основные особенности Камчатской никеленоносной провинции. *Новые идеи в науках о Земле: Доклады VIII Межд. конф. М.: МГГРУ, т. 5, с. 268–270.*

Трухин Ю.П., Степанов В.А. Сидоров М.Д. (2008). Камчатская никеленоносная провинция. *Доклады Акад. наук*, 418(6), с. 802–805.

Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. (1984). Под ред. Н.Б. Дортман. М.: Недра, 455 с.

Филатова Н.И. (2014). Новые данные о тектонической позиции мезозойских пород Западной Камчатки в структурах мелового орогенного пояса востока Азии. *Доклады Акад. наук*, 455(5), с. 556–561. <https://doi.org/10.7868/S0869565214110164>

Ханн В.Е. (1991). Срединный массив. Горная энциклопедия. Т. 5. Под ред. А.Е. Козловского. М.: Сов. энцикл., 541 с.

Ханчук А.И. (1985). Эволюция древней сиалической коры в островодужных системах восточной Азии. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 137 с.

Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В., Говоров Г.И., Крылов К.А., Курносое В.Б., Панченко И.В., Пральникова И.Е., Чудаева О.В. (1990). Кулюльский офиолитовый террей. Владивосток: ДВО АН СССР, 108 с.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И. (2004). Стратиграфия, геологические события и новая модель рифтового развития Центральной Камчатки в поздне мелу – раннем палеогене. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*, 12(4), с. 83–96.

Шанцер А.Е., Челебаева А.И. (2005). Поздний мел Центральной Камчатки. М.: ГЕОС, 116 с.

Шапиро М.Н., Соловьев А.В. (2009). Кинематическая модель формирования Олюторско-Камчатской складчатой области. *Геология и геофизика*, 50(8), с. 863–880.

Шульдинер В.И., Высоцкий С.В., Ханчук А.И. (1987). Фундамент тихоокеанских активных окраин. М.: Наука, 208 с.

Davies J.H., von Blanckenburg F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129(1–4), pp. 85–102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-5](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-5)

Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D. (2019). Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 249, 012041. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012041>

Wannamaker P.E., Stodt J.A., Rijo L. (1987). A stable finite element solution for two-dimensional magnetotellure modeling. *Geophys. J. Int.*, 88(1), pp. 277–296. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01380.x>

Сведения об авторах

Александр Гарифович Нурмухамедов – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН Россия, 683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-восточное шоссе, д. 30, а/я 56
e-mail: nurmukhamedov1949@mail.ru

Михаил Дмитриевич Сидоров – кандидат геол.-мин. наук, ведущий научный сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН Россия, 683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-восточное шоссе, д. 30, а/я 56

Юрий Петрович Трухин – доктор геол.-мин. наук, главный научный сотрудник, Научно-исследовательский геотехнологический центр ДВО РАН

Россия, 683002, Петропавловск-Камчатский, Северо-восточное шоссе, д. 30, а/я 56

Статья поступила в редакцию 20.06.2022;

Принята к публикации 06.03.2023; Опубликована 30.06.2023

IN ENGLISH

ORIGINAL ARTICLE

Origin and structural position of the Kamchatka median massif according to deep geological and geophysical surveys

*A.G. Nurmukhamedov**, *M.D. Sidorov*, *Yu.P. Trukhin*

Research Geotechnological Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russian Federation

**Corresponding author: Alexander G. Nurmukhamedov, e-mail: nurmukhamedov1949@mail.ru*

Abstract. The article shows the results of deep research along the profile of the settlement of Nizhnyaya Oblukovina – the city of Andrianovka, crossing the northern part of the Kamchatka median massif. A geological and geophysical model of the structure of the earth's crust and upper mantle has been constructed, where the structural position of the object under study is presented and an assumption is made about its origin. The model highlights a fragment of paleosubduction (slab), which was part of the most ancient convergent boundary in western Kamchatka. The final stage of subduction blocking and its displacement to the east at a distance of ~60 km in the Early Eocene is associated with the entry into the accretionary complex of a terrane in the form of an island-arc plate 6–9 km thick. At the site of the maximum inflection of the subsequent slab, an extension zone was formed – a rift zone, along which the rise of mantle material and high-temperature fluid occurred. Approximately 52 million years ago, the processes of metamorphism, focal melting and intrusion of granites into the upper layers of the

crust took place. As a result, in the eastern part of the plate and its flanks, a granitoid massif was formed with a rock density of 2.58 g/cm³, which is significantly lower than the environmental density. Density deficiency led to a violation of isostatic equilibrium and, as a result, to a rise in this part of the structure. The most intense uplift occurred at the end of the Oligocene, as a result of which a ledge was formed, which the authors recommend giving the name: “Middle Kamchatka ledge” instead of the rooted “Kamchatsky median massif”. The genetic relationship of the Shanuch ore region with the features of the deep structure of the lithosphere has been revealed. The results of the research indicate a hidden (buried) distribution of the island-arc plate beyond the boundaries of the mapped outcrops of metamorphids. Intrusions of the main composition, promising for the opening of sulfide copper-nickel ores, are located in the marginal parts of the ledge.

Keywords: lithosphere, Earth's crust, subduction, allochthonous terrane, rift zone

Acknowledgements

The research is conducted under a state order for the Research Geotechnological Center FEB RAS (No. AAAA-A19-119110890002-2), funded by the Ministry of Science and Higher Education of the Russian Federation.

The authors express their sincere gratitude to the anonymous referee for valuable comments and suggestions that contributed to the improvement of the work.

Recommended citation: Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D., Trukhin Yu.P. (2023). Origin and structural position of the Kamchatka median massif according to deep geological and geophysical surveys. *Georesursy = Georesources*, 25(2), pp. 254–270. <https://doi.org/10.18599/grs.2023.2.19>

References

- Avdeyko G.P., Paluyeva A.A. (2006). Olyutorsky earthquake of 2006 as a result of the interaction of lithospheric plates in the Koryak-Kamchatka region. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o zemle*, (2), pp. 54–68. (In Russ.)
- Avdeiko G.P., Bergal-Kuvikas O.V. (2015). The geodynamic conditions for the generation of adakites and Nb-rich basalts (NEAB) in Kamchatka. *J. Volcanolog. Seismol.*, (9), pp. 295–306. <https://doi.org/10.1134/S0742046315050024>
- Aprel'kov S.E., Ivanova G.I. (1989). Generalization and reinterpretation of materials from gravity surveys at a scale of 1:200,000 in Central Kamchatka in order to compile a structural-formation map at a scale of 1:500,000, report. Yelizovo: YeGFE, 375 p. (In Russ.)
- Aprel'kov S.E., Ol'shanskaya O.N. (1989). Tectonic zoning of Central and Southern Kamchatka according to geological and geophysical data. *Tikhookeanskaya geologiya*, (1), pp. 53–65. (In Russ.)
- Aprel'kov S.E., Ol'shanskaya O.N., Ivanova G.I. (1991). Tectonics of Kamchatka. *Tikhookeanskaya geologiya*, (3), pp. 62–75. (In Russ.)
- Aprel'kov S.E., Podpruzhenko S.V. (2009). The Penzhina-West Kamchatka folded zone and the Ukelayat-Sredinnyi block in the structure of the Koryak Highland and Kamchatka. *Russ. J. of Pac. Geol.*, (3), pp. 388–400. <https://doi.org/10.1134/S181971400904006X>
- Bondarenko G.E. (1997). Ultrabasic and basic metavolcanics of the Sredinny Ridge of Kamchatka: position in section and setting of formation. *Byul. MOIP. Otd. geol.*, 72(3), pp. 32–40. (In Russ.)
- Bogdanov N.A., Chekhovich V.D. (2002). On the collision of the West Kamchatka and Sea of Okhotsk plates. *Geotektonika*, (1), pp. 72–85. (In Russ.)
- Davies J.H., von Blanckenburg F. (1995). Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 129(1–4), pp. 85–102. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)00237-S](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)00237-S)
- Khain V.E. (1991). Middle array. V. 5. Ed. A.E. Kozlovsky. Moscow: Sovetskaya entsiklopediya, 541 p. (In Russ.)
- Khanchuk A.I. (1985). Evolution of the ancient sialic crust in the island-arc systems of East Asia. Vladivostok: DVNTS AN SSSR, 138 p. (In Russ.)
- Khanchuk A.I., Grigor'yev V.N., Golozubov V.V., Govorov G.I., Krylov K.A., Kurnosov V.B., Panchenko I.V., Pral'nikova I.E., Chudayeva O.V. (1990). Kuuul's ophiolite terrane. Vladivostok: DVGI DVO AN SSSR, 108 p. (In Russ.)
- Kirmasov A.B., Solov'yev A.V., Khourigan Dzh. K. (2004). Collision and post-collision structural evolution of the Andrianovsk seam (Sredinny ridge, Kamchatka). *Geotektonika*, (4), pp. 64–90. (In Russ.)
- Kosminskaya I.P. (1967). Modern seismic data on the oceanic and continental crust. *Byul. MOIP. Otd. geol.*, (5), pp. 8–17. (In Russ.)
- Kuzmin, V.K., Bogomolov, E.S. (2013). Provenances of metaterigenous sequences in the Sredinny and Ganalsky uplifts, Kamchatka in the light of New Sm-Nd isotopic data. *Geotecton.*, (47), pp. 206–214. <https://doi.org/10.1134/S0016852113030059>
- Luchitskaya M.V. (2013). Mesozoic and Cenozoic granitoid complexes in the structure of the continental margin of northeast Asia. *Geotectonics*, (47)5, pp. 311–339. <https://doi.org/10.1134/S0016852113050038>
- Markovskiy B.A. (2004). Marginal-oceanic type of rift ultramafic-mafic magmatism of the Asia-Pacific transit. *Geology and metallogeny of ultramafic and granitoid intrusive associations: Proc. Int. conf.* Yekaterinburg, pp. 44–48. (In Russ.)
- Mishin V.V. (1996). Deep structure and types of the earth's crust in the south of Kamchatka. *Tikhookeanskaya geologiya*, (1), pp. 110–119. (In Russ.)
- Moroz YU.F., Moroz T.A. (2011). Numerical 3D modeling of the magnetotelluric field in kamchatka. *Izv. Phys. Solid Earth.*, (47), pp. 138–146. <https://doi.org/10.1134/S1069351311010071>
- Nurmukhamedov A.G. (2001). Geoelectric section of the upper part of the earth's crust along the regional profile Nizhnyaya Oblukovina – Adrianovka (Kamchatka). *Tikhookeanskaya geologiya*, (2), pp. 13–23. (In Russ.)
- Nurmukhamedov A.G., Moroz YU.F. (2008). Features of the geological structure of the northeastern part of the Koryak-Kamchatka folded area according to the data of deep geophysical research. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*, (11), pp. 125–133. (In Russ.)
- Nurmukhamedov A.G. (2010). Deep structure of the northeastern part of the Koryak-Kamchatka folded area according to geophysical data. Cand. geol.-min. sci. diss. Irkutsk: IZK, 151 p. (In Russ.)
- Nurmukhamedov A.G. (2013). Results of work on the object "Creation of a scheme of seismotectonic zoning of the Koryak-Kamchatka folded area based on a generalization of deep geological and geophysical works". Report. Petropavlovsk-Kamchatsky: OAO Kamchatgeologiya, 295 p.
- Nurmukhamedov A.G., Nedyad'ko V.V., Rakitov V.A., Lipat'yev M.S. (2016). The boundaries of the lithosphere in Kamchatka according to the method of converted waves of earthquakes. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*, (29), pp. 35–52. (In Russ.)
- Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D. (2019). Deep structure and geothermal potential along the regional profile set from Opala Mountain to Vakhil' River (Southern Kamchatka). *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.*, 249, 012041. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/249/1/012041>
- Nurmukhamedov A.G., Sidorov M.D., Moroz Yu.F. (2020). Model of the deep structure of the earth's crust and upper mantle in the area of the Karymshinskiy gold-ore cluster according to geophysical data (south Kamchatka). *Georesursy = Georesources*, (22)1, pp. 68–76. <https://doi.org/10.18599/grs.2020.1.63-72>
- Nurmukhamedov, A.G., Sidorov, M.D. (2022). The Deep Structure Model for Southern Kamchatka Based on 3D Density Modeling and Geological and Geophysical Data. *Russ. J. of Pac. Geol.*, (16), pp. 83–100. <https://doi.org/10.1134/S1819714022020075>
- Physical properties of rocks and minerals (petrophysics) (1984). Ed. N.B. Dortman. Moscow: Nedra, 455 p. (In Russ.)
- Pomerantseva I.V., Mozzhenko A.N. (1977). Seismic surveys with equipment "Zemlya". Moscow: Nedra, 256 p. (In Russ.)
- Ringvud A.E. (1972). Composition and evolution of the upper mantle. *Earth Sciences*, v. 43, *The Earth's crust and upper mantle*. Moscow: Mir, pp. 7–26. (In Russ.)
- Rikhter A.V. (1995). The structure of the metamorphic complex of the Sredinno-Kamchatka massif. *Geotektonika*, (1), pp. 71–78. (In Russ.)
- Rokityanskiy I.I. (1975). Investigations of electrical conductivity anomalies by the method of magnetovariational profiling. Kiev: Naukova dumka, 280 p. (In Russ.)
- Savostin L.A., Kuznetsov N.B., Bondarenko G.E., Perchuk A.L., Gerya T.V. (1992). New data on the relationship between the Kamchatka and Andrianovo complexes (Middle Kamchatka). *DAN*, (326)1, pp. 148–153. (In Russ.)
- Seliv'ertsov N.I. (2009). Geodynamics of the junction zone of the Kuril-Kamchatka and Aleutian island arcs. Petropavlovsk-Kamchatskiy: KamGU, 191 p. (In Russ.)
- Sidorov M.D., Stepanov V.A. (2006). Geophysical fields and nickel content of the Kamchatka median massif. *Vestnik KRAUNTS. Nauki o Zemle*, (8), pp. 140–150. (In Russ.)
- Sidorov M.D., Taskin V.V., Veshnyakov N.A. (2016). Density inhomogeneities in the upper crust of the Shanuch ore region, and the problem of identifying undiscovered nickel-bearing intrusions (middle massif, Kamchatka). *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 65, pp. 1–12. (In Russ.)
- Sidorov M.D., Razumnyy A.V., Isayeva YE.P. (2020). Model of the Earth's crust and tectonic zoning of the continent-ocean transitional zone of the Chukotka-Koryaksko-Kamchatka sector of the Pacific fold belt. *Regional'naya geologiya i metallogeniya*, 82, pp. 69–82. (In Russ.)
- Sidorov M.D., Nurmukhamedov A.G. (2022). Three-Dimensional image of crustal density model: a case study in South Kamchatka. *Russ. Geol. Geophys.*, 63(10), pp. 1189–1206. <https://doi.org/10.2113/RGG20204328>
- Smirnov L.M. (1971). Tectonics of Western Kamchatka. *Geotektonika*, (3), pp. 104–117. (In Russ.)
- Smirnov V.I. (1974). Ben'off zones and igneous ore formation. *Geologiya rudnykh mestorozhdeniy*, (1), pp. 3–17. (In Russ.)
- Solov'yev A.V. (2005). Study of tectonic processes in areas of convergence of lithospheric plates using track dating and structural analysis methods. Dis. dr. geol.-min. sci. dis. Moscow: MGU. (In Russ.)
- Solov'yev A.V. (2008). Study of tectonic processes in areas of

convergence of lithospheric plates: methods of track and structural analysis. *Tr. GIN RAN*, 577. Moscow: Nauka, 319 p. (In Russ.)

State geological map of the Russian Federation. (2006). Scale 1:1,000,000 (third generation). Series Koryaksko-Kuril'skaya. Sheet N-57 – Petropavlovsk-Kamchatsky. Explanatory letter. St. Petersburg: Kart. fabrika VSEGEI, 376 p. (In Russ.)

Tararin I.A. (1977). Origin of granulites of the Ganal Range of Kamchatka. *DAN SSSR*, 234(3), pp. 677–680. (In Russ.)

Tararin I.A., Badredinov Z.G., Chubarov V.M. (2015). Petrology and ore content of metamorphic and igneous complexes of Central and Eastern Kamchatka. Vladivostok: Nauka, 302 p. (In Russ.)

Tarakanov R.Z. (1987). Seismicity. Geological and geophysical atlas of the Kuril-Kamchatka island system. Ed. Sergeev K.F., Krasny M.L. Leningrad: VSEGEI, 33. (In Russ.)

Trukhin YU.P., Stepanov V.A., Sidorov M.D. (2007). The main features of the Kamchatka nickel-bearing province. *Proc. VIII Int. conf. "New Ideas in Earth Sciences"*, v. 5, pp. 268–270. (In Russ.)

Trukhin Yu.P., Stepanov V.A., Sidorov M.D. (2008). The Kamchatka nickel-bearing province. *Doklady Earth Sciences*, 419(1), pp. 214–216. (In Russ.)

Filatova N.I. (2014). New data on the tectonic position of the Mesozoic rocks of Western Kamchatka in the structures of the Cretaceous orogenic belt of Eastern Asia. *Dokl. Earth Sc.*, 455, pp. 389–394. <https://doi.org/10.1134/S1028334X1405002>

Shantser A.E., Chelebaeva A.I. (2004). Stratigraphy, geological events, and a new model of late cretaceous-early paleogene rifting in Central Kamchatka. *Stratigraphy and geological correlation*, 12(4), pp. 394–405. (In Russ.)

Shantser A.E., Chelebaeva A.I. (2005). Late Cretaceous of Central Kamchatka. Moscow: GEOS, 116 p. (In Russ.)

Shapiro M.N., Solovyov A.V. (2009). Formation of the Olyutorsky-Kamchatka foldbelt: A kinematic model. *Geologiya i geofizika = Russian Geology and Geophysics*, (50)8, pp. 668–681. (In Russ.)

Shul'diner V.I., Vysotskiy S.V., Khanchuk A.I. (1987). Foundation of the Pacific active margins. Moscow: Nauka, 208 p. (In Russ.)

Wannamaker P.E., Stodt J.A., Rijo L. (1987). A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophys. J. Int.*, 88(1), pp. 277–296. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1987.tb01380.x>

Zhdanov M.S., Varentsov I.M., Golubev N.G., Krylov V.A. (1990). Methods for modeling electromagnetic fields. *Proc. Int. project COMMEMI*. Ed. Dmitriyev V.I. Moscow: Nauka, 200 p. (In Russ.)

Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Kovalenko V.I. (1973). Structural-magmatic zonality and metallogeny of the western part of the Pacific belt. *Geotektonika*, (5), pp. 3–21. (In Russ.)

Zonenshayn L.P., Kuz'min M.I., Natapov L.M. (1990). Tectonics of lithospheric plates in the territory of the USSR. Moscow: Nedra, 334 p. (In Russ.)

About the Authors

Alexander G. Nurmukhamedov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Research Geotechnological Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

P.O. Box 56, Severo-Vostochnoye shosse, 30, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002, Russian Federation
e-mail: nurmuxamedov1949@mail.ru

Mikhail D. Sidorov – Cand. Sci. (Geology and Mineralogy), Leading Researcher, Research Geotechnological Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

P.O. Box 56, Severo-Vostochnoye shosse, 30, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002, Russian Federation

Yury P. Trukhin – Dr. Sci. (Geology and Mineralogy), Senior Researcher, Research Geotechnological Center of the Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences

P.O. Box 56, Severo-Vostochnoye shosse, 30, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683002, Russian Federation

Manuscript received 20 June 2022;

Accepted 6 March 2023; Published 30 June 2023