



DEEP STRUCTURE AND FORMATION MODEL OF CONTINENTAL CRUST OF THE VERKHUYANSK FOLD-AND-THRUST BELT IN THE LATE MESOZOIC

L.V. Kungurtsev ¹✉, E.Y. Goshko ^{2,3}

¹ Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, 3 Academician Koptyug Ave, Novosibirsk 630090, Russia

² Siberian Research Institute of Geology, Geophysics and Mineral Raw Materials, 67 Krasny Ave, Novosibirsk 630091, Russia

³ Novosibirsk State Technical University, 20 Karl Marx Ave, Novosibirsk 630073, Russia

ABSTRACT. The article considers the geological framework of a large orogenic structure in northeastern Eurasia – the Verkhoyansk fold-and-thrust belt (VFTB), formed in the Late Mesozoic on the eastern margin of the Siberian craton. Zoning of geopotential fields and the authors' interpretation of frequency-energetic characteristics along the 3-DV reference geophysical profile provided the basis for modeling the deep structure of the VFTB and adjacent structures of the Siberian craton. There were identified structural zones of different geodynamic nature: the outer zone of the fold belt, underlain by the dropped margin of the craton; the inner zone of the VFTB with the oceanic crust at the base; the rear-zone structures formed by the Verkhoyansk complex in the subduction zone of the Uyandina-Yasachnaya island arc. In the Earth's crust of the VFTB there are distinguished two layers of approximately equal thickness: the lower one comprises a duplex system of complexes of the oceanic crust, and the upper one is built up by formations of the Verkhoyansk terrigenous complex, which have also undergone folding and duplexing. In parallel with thrusting of the upper terrigenous layer over the craton in the zone of collision between the VFTB structures and the Siberian craton margin there also occurred subduction of the lower layer of the VFTB under its margin. This led to an increase in thickness of the craton's crust by 5–10 km from below. The development of the Uyandina-Yasachnaya island arc system comprises two stages associated with blocking of the subduction zone and its transition towards the Oimyakon Ocean, which increased its area and complicated the structure. The paleosubduction zones and blocking structures are well-traced on the deep sections of reference seismic profiles.

KEYWORDS: Verkhoyansk fold-and-thrust belt; deep structure; geodynamic reconstruction; paleo-island arc system; blocking of a subduction zone; 3-DV geophysical profile

FUNDING: The research was supported by the Russian Science Foundation (grant 22-17-00038).



REVIEW

Correspondence: Leonid V. Kungurtsev, geos5@mail.ru

Received: September 7, 2022

Revised: February 14, 2023

Accepted: February 15, 2023

FOR CITATION: Kungurtsev L.V., Goshko E.Y., 2023. Deep Structure and Formation Model of Continental Crust of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt in the Late Mesozoic. *Geodynamics & Tectonophysics* 14 (3), 0706. doi:10.5800/GT-2023-14-3-0706

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВЕРХОЯНСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА В ПОЗДНЕМ МЕЗОЗОЕ

Л.В. Кунгурцев¹, Е.Ю. Гошко^{2,3}

¹ Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, 630090, Новосибирск, пр-т Академика Коптюга, 3, Россия

² Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, 630091, Новосибирск, Красный пр-т, 67, Россия

³ Новосибирский государственный технический университет, 630073, Новосибирск, пр-т Карла Маркса, 20, Россия

АННОТАЦИЯ. Рассмотрено строение крупной орогенной структуры северо-востока Евразии – Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП), образованного в позднем мезозое на восточной окраине Сибирского кратона. На основе районирования геопотенциальных полей, совместно с авторской интерпретацией частотно-энергетических характеристик по опорному геофизическому профилю 3-ДВ, построена модель глубинного строения ВСНП и прилегающих структур Сибирского кратона. Выделены структурные зоны, имеющие различную геодинамическую природу: внешняя зона складчатого пояса, подстилаемая опущенной окраиной кратона, внутренняя зона ВСНП с корой океанического типа в основании и структуры тыловой зоны, сформированные верхоянским комплексом в зоне субдукции Уяндино-Ясачненской островной дуги. В земной коре ВСНП выделяются два слоя примерно равной мощности: нижний сложен дуплекс-системой из комплексов океанической коры, а верхний – образованиями верхоянского терригенного комплекса, также подвергшимися складчатости и дуплексированию. В зоне столкновения структур ВСНП с окраиной Сибирского кратона, наряду с надвиганием верхнего терригенного слоя на кратон, происходило и пододвигание нижнего слоя коры ВСНП под его окраину. Это привело к наращиванию земной коры кратона снизу на 5–10 км. В развитии Уяндино-Ясачненской островодужной системы выделены два этапа, связанные с блокировкой зоны субдукции и перескоком ее в сторону Оймяконского океана, что увеличило ее площадь и усложнило строение. Следы зон палеосубдукции и блокирующих структур хорошо читаются на глубинных разрезах опорных сейсмических профилей.

КЛЮЧЕВЫЕ СЛОВА: Верхоянский складчато-надвиговый пояс; глубинное строение; геодинамическая реконструкция; палеоостроводужная система; блокировка зоны субдукции; геофизический профиль 3-ДВ

ФИНАНСИРОВАНИЕ: Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант 22-17-00038.

Светлой памяти Леонида Михайловича Парфёнова посвящается

1. ВВЕДЕНИЕ

Верхоянский складчато-надвиговый пояс обладает уникальной металлогенической специализацией, долгие годы удерживает ведущие позиции в российской золотодобыче [Grinenko, Prokopyev, 2017]. Высок его полиметаллический и редкометалльный потенциал, что объясняет актуальность задачи построения модели формирования земной коры этой важной в промышленном отношении территории на основе новых материалов по ее геологии и глубинному строению.

По современным представлениям структуры Верхоянского складчато-надвигового пояса (ВСНП) образовались на восточной опущенной окраине Сибирского палеоконтинента (кратон, ядром которого является Сибирская платформа) в позднем палеозое – мезозое (рис. 1) [Parfenov, Kuz'min, 2001; Tret'yakov, 2019]. На востоке в ранге террейнов в пояс входят Кулар-Нерский и Нагонджинский турбидитовые, Полоусно-Дебинский террейн аккреционного клина, обрамляющие

Колымо-Омолонский супертеррейн. ВСНП протягивается по долготе на 2500 км при ширине от 400 до 800 км.

Пояс сложен мощными осадочными толщами верхнего палеозоя – мезозоя, выделяемыми в верхоянский терригенный комплекс, сформировавшийся на шельфе, континентальном склоне и в подножье пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, на окраинах Охотского террейна и Колымо-Омолонского супертеррейна. Мощность верхоянского комплекса составляет от 6–10 км на поднятиях до 14–16 км в прогибах, уменьшаясь на севере пояса до 4 км [Tret'yakov, 2017, 2019].

Наиболее полная геодинамическая интерпретация развития восточной части Сибирского палеоконтинента и примыкающих структур ВСНП приведена в [Sengör, Natal'in, 1996; Parfenov, Kuz'min, 2001; Parfenov et al., 2003], где на серии палеогеодинамических реконструкций показано заложение в пределах восточной окраины палеоконтинента в среднем – позднем девоне и раннем карбоне нескольких рифтов, приведших к отчленению от него крупных континентальных блоков, включая Охотский и Омолонский кратонные террейны,

Приколымский и Омудёвский террейны. В результате рифтогенеза образовался Оймяконский малый океанический бассейн [Parfenov, Kuz'min, 2001]. После этапа рифтогенеза восток Сибирского палеоконтинента развивался в режиме пассивной окраины.

Эта модель развития подтверждается детальным сравнительным анализом стратиграфических, палеонтологических и седиментологических данных по Сибирской платформе и палеозойским террейнам: Селеняхскому, Тас-Таяхтахскому, Омудевскому, Чукотскому и о-ву Котельному [Kanygin et al., 2020], который

показал, что ныне далеко разобщенные террейны в раннем и среднем палеозое входили в пассивную континентальную окраину, которая позже была расколота процессами рифтогенеза, и ее фрагменты мигрировали на разные расстояния. Глубоководные бассейны, отделившие упомянутые террейны от континентальной окраины, по данным [Biakov, 2010], образовались в середине ранней перми (конец артинского века), став биогеографическим барьером для свободного обмена фаунами двустворчатых моллюсков. Вывод о раскрытии Оймяконского океана подтверждается прекращением

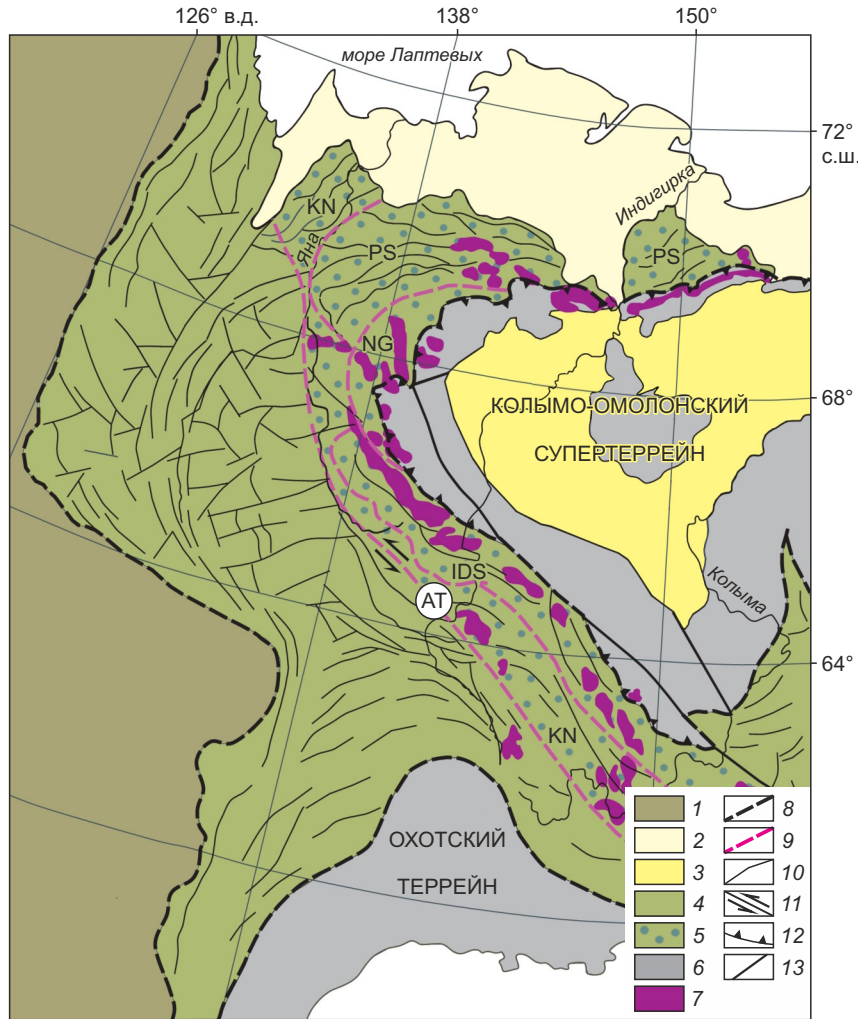


Рис. 1. Тектоническая схема Верхояно-Колымской складчатой системы (по [Tretyakov, 2019]).

1 – структуры Сибирской платформы; 2 – четвертичный плитный комплекс; 3 – кайнозой-позднеюрский перекрывающий комплекс Колымо-Омолонского супертеррейна; 4–5 – каменноугольно-юрский комплекс ВСНП, образованный на опущенной окраине Сибирской платформы (4), на террейнах различной геодинамической природы (5); 6 – Колымо-Омолонский и Охотский террейны; 7 – гранитоиды Главного и Северного пояса. Границы: 8 – ВСНП, 9 – террейнов; 10 – структурные линии складок и разрывов; 11 – сдвиги; 12 – надвиги; 13 – прочие разрывы. Буквенные обозначения террейнов: KN – Кулар-Нерский, NG – Нагонджинский, сегменты Полоусно-Дебинского: PS – Полоусный, IDS – Инъяли-Дебинский; разлом: AT – Адыча-Тарынский.

Fig.1. A tectonic map of the Verkhoyansk-Kolyma folded system (after [Tretyakov, 2019]).

1 – structures of the Siberian Platform; 2 – Quaternary plate complex; 3 – Cenozoic – Late Jurassic overlapping complex of the Kolyma-Omolon superterrane; 4–5 Carboniferous-Jurassic complex of the VFTB, formed on the dropped margin of the Siberian Platform (4), on terranes of different geodynamic nature (5); 6 – Kolyma-Omolon and Okhotsk terranes; 7 – granitoids of the Main and Northern belts. Boundaries: 8 – VFTB; 9 – terranes, 10 – structural lines of folds and fractures; 11 – strike-slip faults; 12 – overthrusts; 13 – other faults. Letter designations of terranes: KN – Kular-Nera, NG – Nagondzha, Polousny-Debin terrane segments: PS – Polousny, IDS – Inyali-Debin; fault: AT – Adycha-Taryn.

в карбоне поступления обломочных цирконов с платформ в осадочные отложения Приколымского террейна [Prokopiev et al., 2019].

Кардинальная перестройка структуры региона по [Sengör, Natal'in, 1996; Parfenov et al., 2003; Tretyakov, 2022] связана с формированием в поздней юре на окраине Колымо-Омолонского супертеррейна Уяндино-Ясаченской островной дуги, под которую происходила субдукция коры Оймяконского океанического бассейна. В самом конце поздней юры Колымо-Омолонский супертеррейн столкнулся с Верхоянской пассивной окраиной Сибирского палеоконтинента, в результате чего в мелу верхоянский терригенный комплекс сформировал складчато-надвиговый ороген – ВСНП, вмещающий пояса коллизионных гранитоидов (рис. 1).

Приведенные данные об образовании Оймяконского океанического бассейна подтверждаются многочисленными палеомагнитными определениями, последняя сводка которых по региону приведена в работе [Metelkin et al., 2014] (рис. 2). По отчетливому согласованному изменению палеоширот террейнов, входящих в Колымо-Омолонский супертеррейн (Омулёвский,

Приколымский и Омолонский), можно сделать заключение, что они дрейфовали в составе единого ансамбля сближенных структур. Для интервала ордовик – ранний карбон наблюдается синхронное изменение палеоширот Сибирского палеоконтинента и террейнов с почти полным их перекрытием. Расхождение палеоширот террейнов с палеоконтинентом произошло в карбоне и достигало по данным [Didenko et al., 2002] в среднем триасе более 30° , а в мелу они опять сблизились.

2. КРАТКИЙ ОБЗОР ПРОБЛЕМЫ

Описанная выше геодинамическая интерпретация развития ВСНП, несмотря на приведенные аргументы, подвергается многочисленным сомнениям. В частности, в одной из последних работ по региону [State Geological Map..., 2020a, с. 69] отмечается, что «в настоящее время практически не осталось сторонников Оймяконского океана (так как нет доказательств наличия в регионе океанической коры в позднем палеозое – раннем мезозое)». Авторы считают, что можно говорить о Верхоянском палеобассейне, который разделял

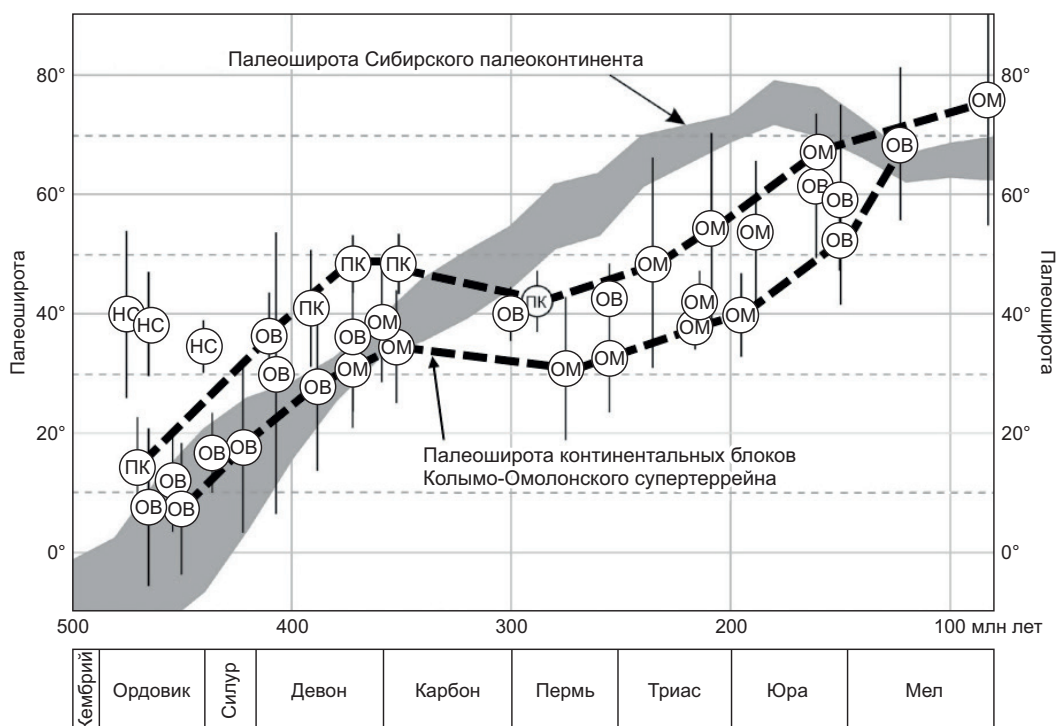


Рис. 2. Сравнение значений палеоширот террейнов северо-востока Азии с палеоширотами Сибирского палеоконтинента по опубликованным палеомагнитным данным [Metelkin et al., 2014], с изменениями.

Центры кругов соответствуют палеошироте, рассчитанной на точку опробования; вертикальная линия обозначает 95%-ный доверительный интервал определения; террейны: НС – Новосибирский, ОВ – Омулёвский, ПК – Приколымский, ОМ – Омолонский. Серая кривая отражает интервальную оценку палеошироты Сибирского палеоконтинента для точки 64° с.ш., 115° в.д.; пунктирные линии ограничивают осредненный интервал палеоширот террейнов Колымо-Омолонского супертеррейна.

Fig. 2. A comparison between paleolatitudes for terranes in Northeast Asia and those on the Siberian paleocontinent based on the published paleomagnetic data [Metelkin et al., 2014], with changes.

The centers of circles correspond to the paleolatitude calculated per sampling site; the vertical line indicates the 95 % confidence interval of determination; terranes: NS – Novosibirsk, OV – Omulevka, PK – Prikolymsk, OM – Omolon. The gray curve reflects the interval evaluation of paleolatitude of the Siberian paleocontinent for point 64° N, 115° E; dotted lines show the bounds of an averaged paleolatitude interval for terranes of the Kolyma-Omolon superterrane.

Сибирь и Колымо-Омолонский субконтинент. Некоторые исследователи [State Geological Map..., 2016] относят к рифтогенным бассейнам только Иньяли-Дебинский террейн, сформированный при деструкции пассивной окраины Северо-Азиатского кратона. В.С. Оксман относит к микроокеану (эпиконтинентальному флишевому бассейну) структуры, расположенные восточнее Адыча-Тарынского разлома [Oxman, 2000]. По мнению [State Geological Map..., 2013], основанием Верхояно-Колымского коллизионного орогена является платформенная плита, аналогичная Свальбадской или Карской, причлененная к Сибирскому кратону.

Существуют альтернативные точки зрения и на вергентность сейсмофокальной зоны Уяндино-Ясачненской дуги. Ее наклон на юго-запад обоснован в работах [Zonenshain et al., 1990; State Geological Map..., 2016; и др.]. В такой интерпретации встает вопрос: куда субдуцировала кора Оймяконского океана, разделявшего Сибирский континент и террейны, на которых заложилась Уяндино-Ясачненская дуга – тот биогеографический барьер, который фиксируется палеонтологами [Biakov, 2010].

Кроме того, все предложенные трактовки геодинамического развития ВСНП слабо увязываются с наблюдаемой интенсивной складчатостью, наличием масштабных надвигов, дуплексированием верхоянского терригенного комплекса, особенно в приплатформенной части [Parfenov, Kuz'min, 2001], свидетельствующими о существенном сближении окраины Сибирского кратона и Колымо-Омолонского супертеррейна. Формирование такой складчатой структуры, а также палеомагнитные данные о ширине раскрытия Оймяконского палеоокеана (см. выше) предполагают сокращение размеров бассейна в четыре-пять раз. Но как такое сокращение сопоставить с наличием жесткого фундамента? И почему в пределах ВСНП по надвигам вскрываются отложения не древнее карбона, в то время как на границе с платформой надвиги вскрывают отложения чехла платформы начиная с рифея?

Приведенные данные показывают, что вопрос о глубинном строении ВСНП, его геодинамическом развитии и модели формирования континентальной коры требует дополнительных исследований.

3. МЕТОДЫ И НОВЫЕ ПРИЕМЫ АНАЛИЗА

Анализ глубинного строения территории и определение вещественного состава слагающих ее структур выполнен по двум направлениям. Вначале проведено районирование геопотенциальных полей визуальным методом с выделением простых знаковых сочетаний анализируемых полей, соответствующих структурным блокам и линейным объектам. В основу районирования положен анализ распределения аномального магнитного поля по карте масштаба 1:2500000 [Map of the Anomalous Magnetic Field..., 2016] с уточнением и детализацией по изданным картам масштаба 1:1000000. Аномальное магнитное поле отражает структурно-вещественные неоднородности верхней части земной

коры. В связи с достаточно простым строением ВСНП и однообразным проявлением интрузивного магматизма магнитное поле информативно в выделении структурных элементов, имеющих различный состав и разное внутреннее строение, а также хорошо фиксирует большинство интрузивных массивов. Результаты районирования сравнивались и корректировались по характеру распределения гравитационного поля по [Gravimetric Map..., 2016], что отражено в следующем разделе. На отдельных участках, с повышенным уровнем неопределенности в проведении границ блоков, привлекались карты сейсмичности территории различного масштаба [Fujita et al., 2009; Mackey et al., 2010], исходя из приуроченности современных деформаций к древним блоковым границам в коре.

На втором этапе для определения глубинного строения выделенных при районировании структур и суждений о их вещественном составе проведена специальная обработка сейсмических данных по опорному геофизическому профилю 3-ДВ, пересекающему все структуры ВСНП, в программном комплексе StreamSDS, разработанном [Goshko et al., 2008, 2011] и успешно примененном на данном профиле [Goshko et al., 2014].

В статье использованы наиболее информативные частотно-энергетические характеристики сигналов (Прил. 1, рис. 1.1), отображающие следующие физические свойства исследуемой геологической среды:

- суммарная энергия спектра сигнала или его энергетическая мощность, являющаяся показателем акустической жесткости (скоростная и плотностная дифференцированность) геологической среды;
- высокочастотная энергия в области правого склона спектра сигнала, являющаяся показателем поглощающей способности среды.

На энергетическом разрезе более контрастно отражаются геологические тела не только линейной, но и сложной конфигурации, вертикальные и наклонные границы, хорошо «читается» внутренняя структура блоков и, соответственно, блоковая делимость коры.

На частотном разрезе контрастное отражение входят зоны сейсмической прозрачности (поглощения энергии волн) и интенсивной сейсмической записи (резонансного усиления энергии волн). Это связано с тем, что высокочастотные гармоники сейсмических волн быстрее всего теряют энергию при распространении в разуплотненных, хаотично-нарушенных средах, а также средах, насыщенных газовым флюидом. И наоборот, наблюдается резонансный эффект повышения уровня высокочастотной энергии сигнала в слоистых и упорядоченных, тектонически расслоенных зонах, насыщенных водным флюидом.

На завершающей стадии проведена комплексная увязка результатов районирования геопотенциальных полей с материалами по глубинному строению региона, полученными по упомянутой выше авторской методике StreamSDS с учетом интерпретации других авторов по глубинным сейсмическим разрезам ОГТ, ГСЗ, КМПВ вдоль опорных профилей 2-ДВ и 3-ДВ. Совместная

интерпретация позволила увязать глубинное строение выделенных структур с геодинамическими условиями их развития.

4. РЕЗУЛЬТАТЫ РАЙОНИРОВАНИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ

По описанной методике составлена Схема тектонического районирования ВСНП и прилегающих структур Сибирского кратона, кратона Арктида, Охотского террейна и Колымо-Омолонского супертеррейна (рис. 3). Основой для составления Схемы послужили результаты районирования геопотенциальных полей, приведенные на рис. 4, 5, их сопоставление с поверхностным геологическим строением и сейсмичностью региона (рис. 6, 7). Согласно терминологии для складчатых поясов [Khain, Lomize, 2005] ВСНП разделен на три группы структур: структуры внешней зоны складчатого пояса, подстилаемые опущенной окраиной платформы,

выделены в Западно-Верхоянскую зону; структуры внутренней зоны ВСНП с корой океанического типа в основании выделены в Центрально-Верхоянскую зону; и структуры тыловой зоны, сформированные комплексами Оймяконского палеоокеана в зоне субдукции Уяндино-Ясаченской островной дуги, выделены в зону Колымской петли и Нелькано-Балыгычанскую зону.

Западно-Верхоянская зона (ЗВЗ) (см. рис. 3, 4, 5, 6; рис. 7) на всем протяжении отображается фоновым, слабоотрицательным магнитным полем, осложненным серией субмеридиональных крупных, интенсивных положительных аномалий вдоль ее границы с платформой, образующих две полосы. Первая протягивается на 900 км от устья Лены до устья Алдана вдоль системы разломов, отделяющих зону от Приверхоянского краевого прогиба. Вторая полоса протягивается вдоль западного края Южно-Верхоянского сегмента Западно-Верхоянской зоны на 450 км (см. рис. 4).

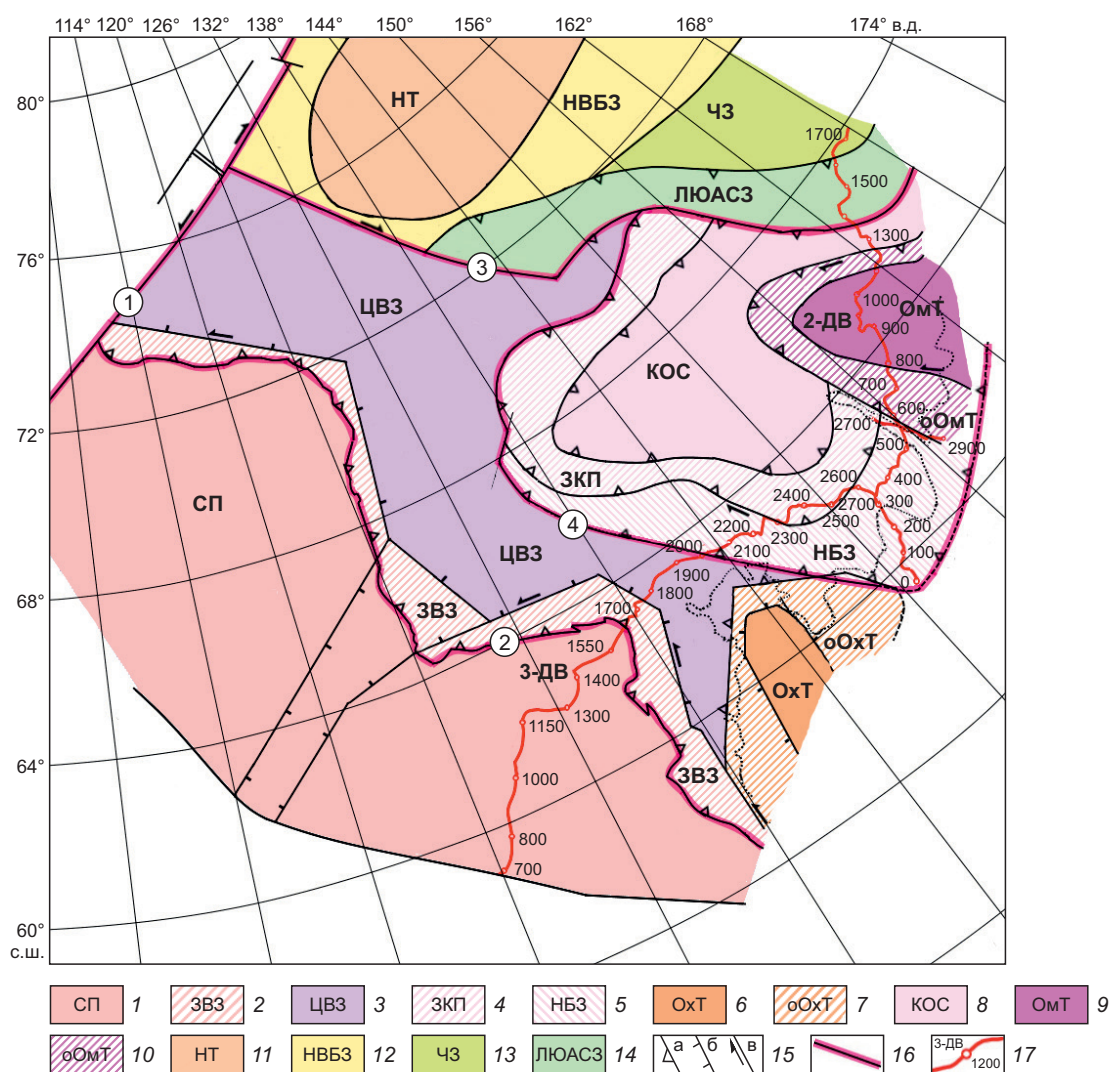


Рис. 3. Схема тектонического районирования ВСНП и прилегающих структур.

1 – Сибирская платформа; 2–5 – структуры ВСНП: 2 – Западно-Верхоянская зона, сформированная на опущенной окраине платформы, 3 – Центрально-Верхоянская зона – фрагменты Оймяконского палеоокеанического бассейна, 4–5 – зона Колымской петли (4), Нелькано-Балыгычанская зона (5), сформированные комплексами Оймяконского палеоокеана в зоне субдукции Уяндино-Ясаченской островной дуги; 6 – Охотский кратонный террейн; 7 – погруженная окраина Охотского террейна;

8 – Колымо-Омолонский супертеррейн, включая: 9 – Омолонский кратонный террейн и 10 – погруженную окраину Омолонского террейна; 11–13 – структуры кратона Арктида: 11 – Новосибирский террейн, 12 – внутренняя Новосибирско-Врангелевско-Бруксовская зона, 13 – внешняя Чукотская зона; 14 – Ляховско-Южно-Анюйская сутурная зона; 15 – тектонические границы выделенных структур, в т.ч. с надвиговой (а), сбросовой (б) и сдвиговой (в) кинематикой; 16 – поверхностные границы сутурных зон, ограничивающих структуры Оймяконского палеоокеана (1 – Хатангско-Ломоносовская зона трансформных разломов, 2 – фронтальные надвиги ВСНП, 3 – Новосибирско-Ляховско-Южно-Анюйская сутура, 4 – сутура Колымской петли); 17 – линии геофизических профилей 2-ДВ и 3-ДВ с пикетами.

Fig. 3. Tectonic classification plan of the VFTB and adjacent structures. 1 – Siberian Platform; 2–5 structures of the VFTB: 2 – West-Verkhoyansk zone formed on the dropped margin of the platform, 3 – Central Verkhoyansk zone – fragments of the Oimyakon Paleocenic basin, 4–5 – Kolyma loop zone (4), Nelkan-Balygychan zone (5) formed by complexes of the Oimyakon Paleocenic in the subduction zone of the Uyandina-Yasachnaya island arc; 6 – Okhotsk cratonic terrane; 7 – submerged margin of the Okhotsk terrane; 8 – Kolyma-Omolon superterrane, including: 9 – Omolon cratonic terrane and 10 – submerged margin of the Omolon terrane; 11–13 – structures of the Arctida craton: 11 – Novosibirsk terrane, 12 – inner Novosibirsk-Wrangell-Brooks zone, 13 – outer Chukotka zone; 14 – Lyakhovsk-South Anyui suture zone; 15 – tectonic boundaries of distinguished structures, including those with thrust (a), normal fault (б) and strike-slip fault (в) kinematics; 16 – surface boundaries of suture zones bounding the structures of the Oimyakon Paleocenic (1 – Khatanga-Lomonosov zone of transform faults, 2 – frontal thrusts of the VFTB, 3 – Novosibirsk-Lyakhov-South-Anyui suture, 4 – Kolyma loop suture); 17 – lines of 2-DV and 3-DV geophysical profiles with pickets.

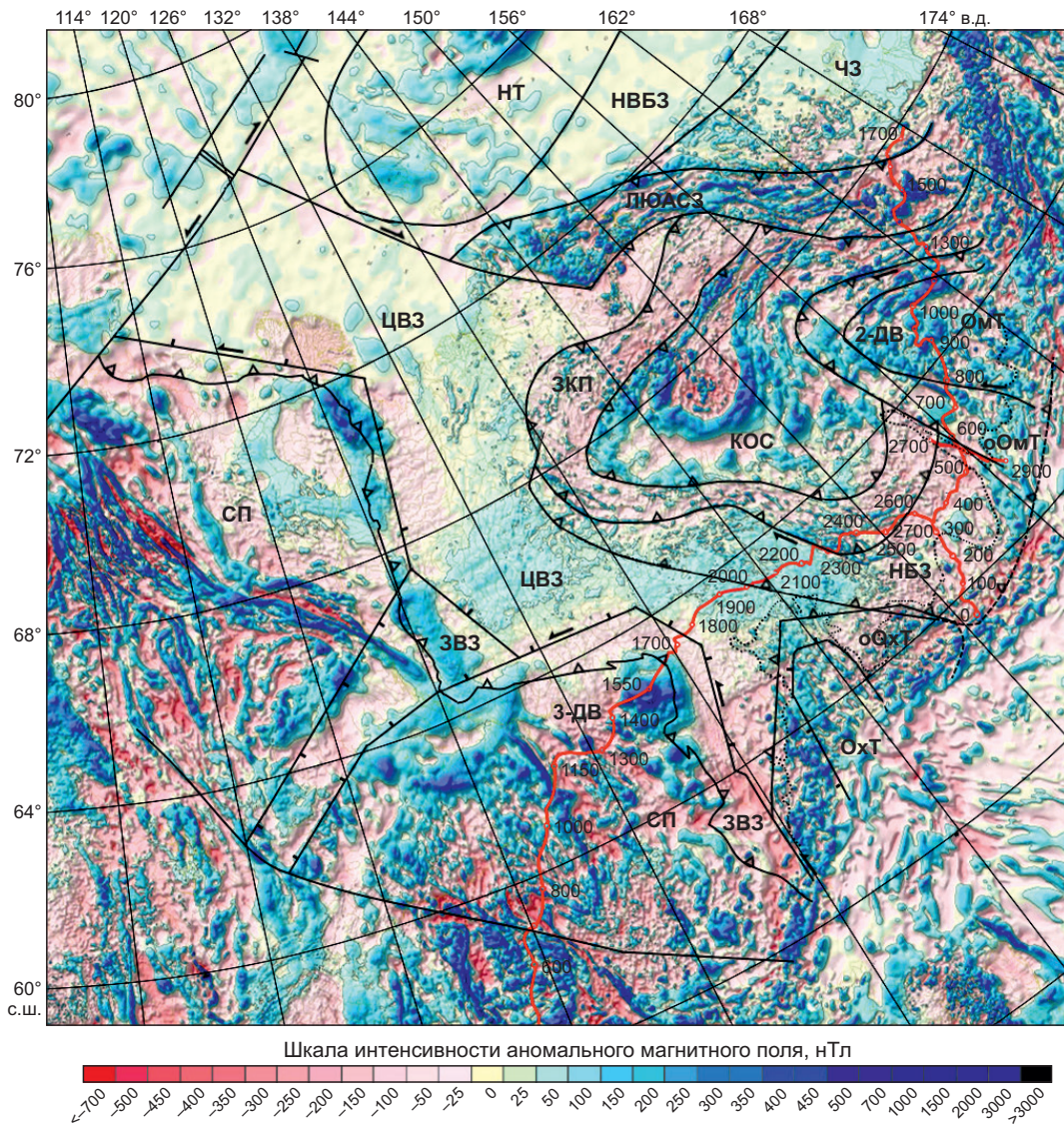


Рис. 4. Отражение выделенных при районировании геопотенциальных полей структур на Карте аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий [Map of the Anomalous Magnetic Field..., 2016]. Изолинии отражают нулевое значение поля (ΔT)_а. Условные обозначения на рис. 3.

Fig. 4. The structures distinguished through zoning of geopotential fields and their representation on the Map of the Anomalous Magnetic Field of Russia and Adjacent Water Areas [Map of the Anomalous Magnetic Field..., 2016]. Isolines reflect the zero value of the field (ΔT)_а. The legend is the same as in Fig. 3.

В гравитационном поле Западно-Верхоянская зона также имеет однотипное отражение в виде слабоконтрастного отрицательного поля с повышением уровня к фронтальным частям ВСНП (см. рис. 5). Лишь северная, Оленёкская, часть зоны отражается полем повышенного уровня, что, по-видимому, связано с меньшей мощностью перекрывающих отложений верхоянского терригенного комплекса.

Определенная по геопотенциальным полям граница восточной погруженной окраины платформы (см. рис. 3), образованная среднепозднепалеозойским рифтогенезом, практически на всех участках имеет прямолинейный, разломный характер сбросовой морфологии, что типично для рифтогенных границ, и лишь на

участках, субортогональных к фронту позднемезозойского коллизийного скупивания, по разломам фиксируются сдвиговая компонента, не превышающая первые десятки километров.

В отличие от существующих представлений, по которым докембрийский кристаллический фундамент Сибирской платформы предполагается под всем ВСНП или до Адыча-Тарьинского разлома [Oxman, 2000; Parfenov, Kuz'min, 2001; Tretyakov, 2019], погруженную границу платформы по результатам районирования геопотенциальных полей предлагается существенно сдвинуть на запад (см. рис. 3, 4, 5, 6; рис. 7), где она совпадает с восточным ограничением фундамента платформы, фиксируемым на профиле 3-ДВ.

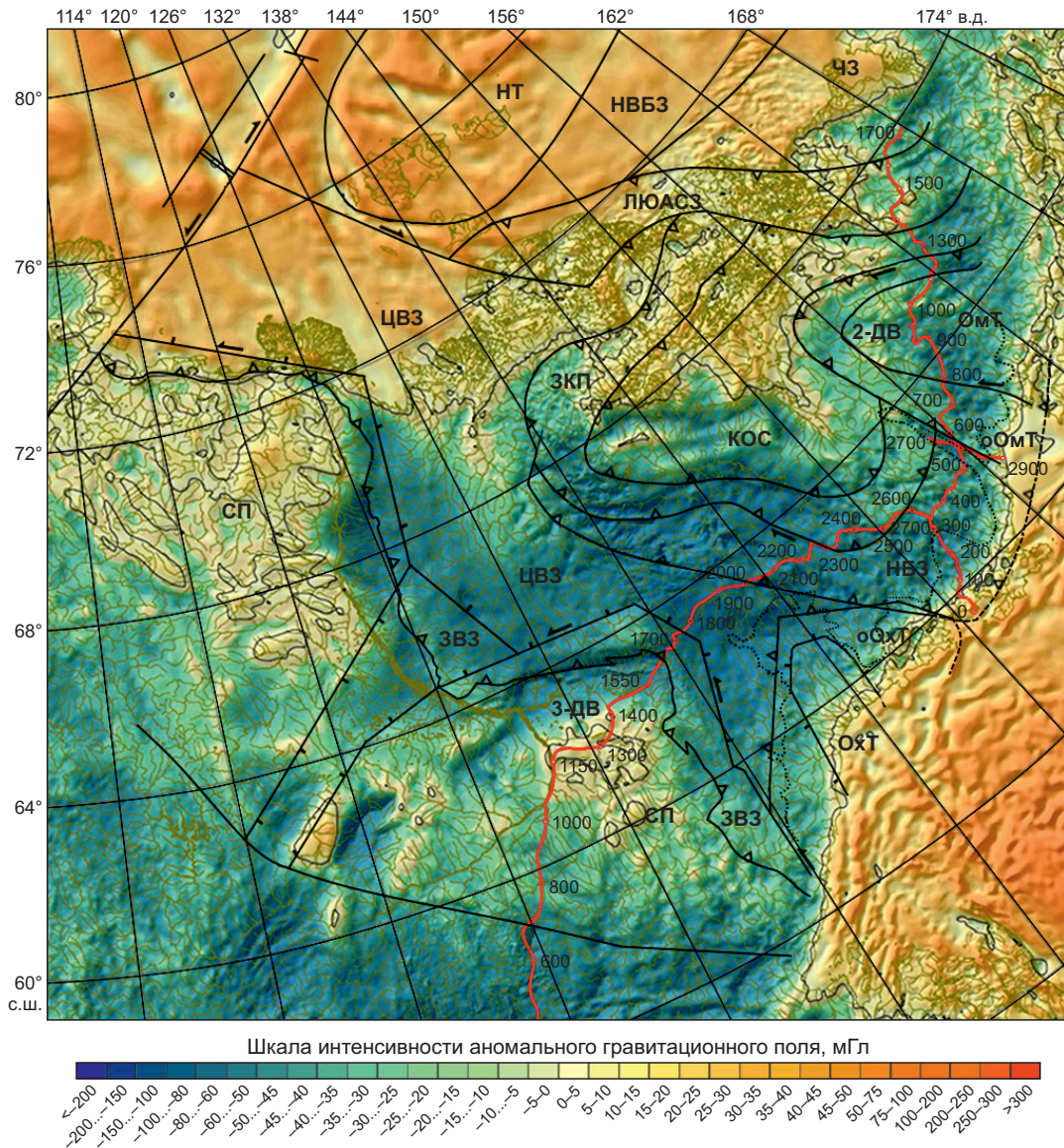


Рис. 5. Отражение выделенных при районировании геопотенциальных полей структур на Гравиметрической карте России и прилегающих акваторий [Gravimetric Map..., 2016]. Изолинии отражают нулевое значение поля (Δg)_a, мГал. Условные обозначения на рис. 3.

Fig. 5. The structures distinguished through zoning of geopotential fields and their representation on the Gravimetric Map of Russia and Adjacent Water Areas [Gravimetric Map..., 2016]. Isolines reflect the zero value of the field (Δg)_a, mGal. The legend is the same as in Fig. 3.

Центрально-Верхоянская зона (ЦВЗ) (см. рис. 3, 4, 5, 6; рис. 7) наиболее контрастно отражается на карте аномального магнитного поля областью слабо дифференцированного, фоновое, в основном положительного поля малой интенсивности, протягивающегося полосой шириной 300–350 км от Охотского террейна через центральную часть ВСНП до моря Лаптевых и продолжается на шельфе последнего до Хатангско-Ломоносовской зоны трансформных разломов (см. рис. 3, 4). Расположенные за этой зоной разломов структуры абиссальной равнины Евразийского океанического бассейна имеют аналогичное отражение в магнитном поле.

На Гравиметрической карте (см. рис. 5) Центрально-Верхоянская зона в северной, континентальной, половине отражается широкой сублинейной положительной гребневидной аномалией, увязываемой с более плотными породами океанической коры в основании зоны. В южной части зоны эта положительная аномалия фрагментами продолжается, но из-за большой мощности перекрывающих отложений и массового развития гранитоидных массивов ее контрастность снижается и

зона отражается пониженным уровнем поля, осложненного локальными отрицательными аномалиями.

Нелькано-Балыгычанская зона (НБЗ) и зона Колымской петли (ЗКП) обрамляют Колымо-Омолонский супертеррейн и имеют близкую геодинамическую природу (см. рис. 3, 4, 5, 6; рис. 7). Обе зоны отражаются в основном отрицательным, малой интенсивности магнитным полем, осложненным многочисленными вытянутыми субпараллельно их границам локальными, часто линейными контрастными положительными аномалиями (см. рис. 4).

Внутренняя граница зоны Колымской петли с Колымо-Омолонским супертеррейном в магнитном поле на большем своем протяжении проявляется сменой фонового поля полосой интенсивных положительных аномалий (см. рис. 4), отражающих, по-видимому, надсубдукционные вулканоплутонические комплексы [Khanchuk, 2006]. В гравитационном поле обе зоны отражаются контрастным полем с многочисленными локальными отрицательными аномалиями, связанными с гранитоидными плутонами. На основании этого признака корректировалась северная граница зоны

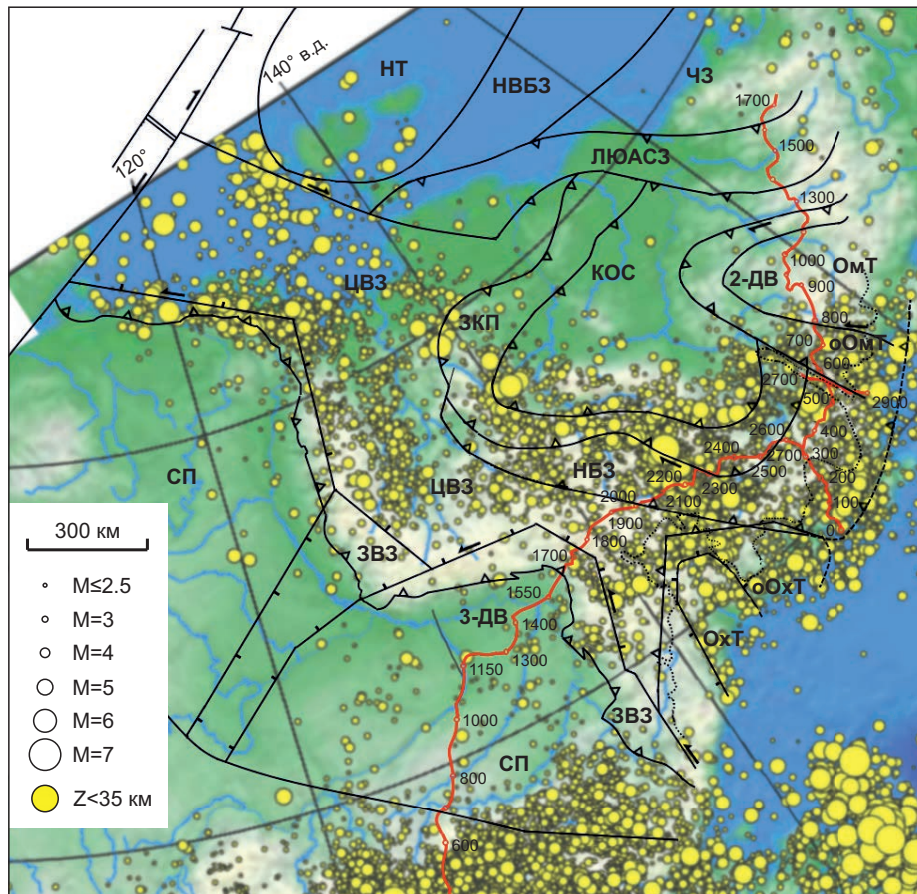


Рис. 6. Отражение выделенных при районировании геопотенциальных полей структур на Карте сейсмичности востока России по данным [Mackey et al., 2010]. Эпицентры землетрясений показаны кружками, масштабированными по magnitude. Остальные условные обозначения на рис. 3.

Fig. 6. The structures distinguished through zoning of geopotential fields and their representation on the Seismicity Map of Eastern Russia according to [Mackey et al., 2010]. Earthquake epicenters are shown as circles scaled by magnitude. The rest of the legend is the same as in Fig. 3.

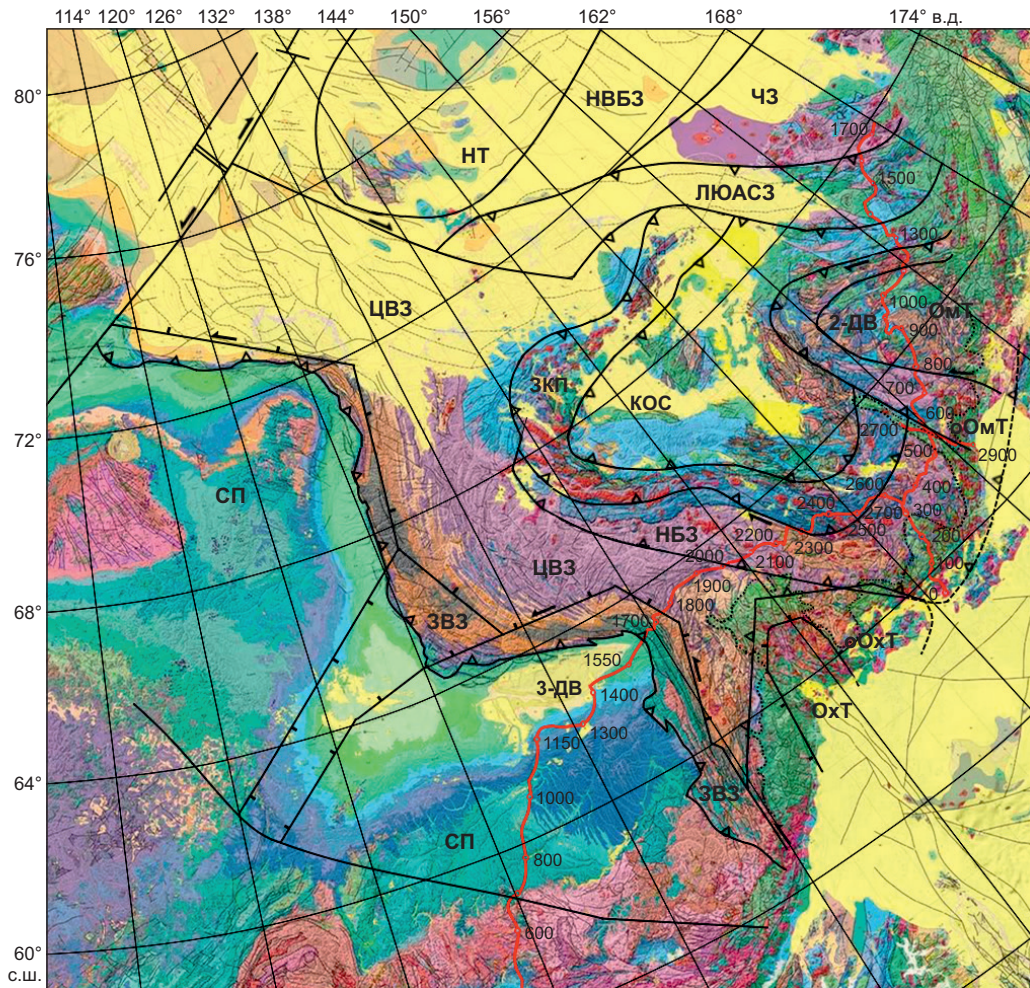


Рис. 7. Отражение выделенных при районировании геопотенциальных полей структур на Геологической карте России и прилегающих акваторий [Petrov, 2016]. Условные обозначения на рис. 3.

Fig. 7. The structures distinguished through zoning of geopotential fields and their representation on the Geological Map of Russia and Adjacent Water Areas [Petrov, 2016]. The legend is the same as in Fig. 3.

Колымской петли в субширотной части по цепочке отрицательных аномалий (см. рис. 5).

Сейсмичность региона (см. рис. 6), обусловленная взаимодействием Североамериканской и Евразийской плит, показывает, что структуры Центрально-Верхоянской, Нелькано-Балыгычанской зон и зоны Колымской петли контролируют размещение наиболее сейсмически активных районов, то есть образуют пограничную область высокой деформированности литосферы, наследующую наиболее тектонически подвижные структуры с океанической и надсубдукционной корой в основании.

5. СОВМЕСТНАЯ ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ РАЙОНИРОВАНИЯ ГЕОПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ И ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

Обоснование геодинамической природы структур, выделенных при районировании геопотенциальных полей, базируется на комплексной увязке с материалами по глубинному строению территории, полученными

по упомянутой выше авторской методике обработки сейсмических данных опорного геофизического профиля 3-ДВ, с привлечением других опубликованных геологических и геофизических данных. На базе этой комплексной интерпретации авторы предлагают вариант непротиворечивой геодинамической модели развития региона.

Западно-Верхоянская зона выделена на северо-восточной и восточной погруженных окраинах платформы, тектонически перекрытых отложениями верхоянского терригенного комплекса (см. рис. 3, 7), представленного преимущественно мелководными морскими, прибрежно-морскими, дельтовыми отложениями, турбидитами карбона – триаса. Границами зоны с платформой являются фронтальные надвижки ВСНП, отделяющие ее от образований Приверхоянского краевого прогиба. Практически вся зона представляет собой надвиговый пакет образований верхоянского терригенного комплекса, а на участках максимальных фронтальных взаимодействий надвижками вскрываются сорванные с фундамента докембрийско-среднепалеозойские

комплексы осадочного чехла платформы [Parfenov, Kuz'min, 2001].

Глубинное строение Западно-Верхоянской зоны достаточно детально отражается в разрезах профиля 3-ДВ в интервале ПК 1625–1760 км. На сейсмическом (ОГТ) и энергетическом разрезах (рис. 8, а, б; Прил. 1, рис. 1.1) четко фиксируется нижняя граница чехла платформы и его слоистые комплексы, мощность которых увеличивается на восток, достигая 10 км на границе с Сетте-Дабаном. На данном участке (ПК 1600–1640 км) наблюдается достаточно резкий перегиб этой границы и ее дальнейшее погружение под углом около 12° до глубины 20 км, где нижняя граница чехла платформы резко поднимается вверх от границы с фундаментом, фиксируя, по-видимому, задиры при формировании дуплекса с клиновидным вдвигом (по терминологии [Prokopiiev et al., 2004]) комплексов низов чехла. Размер вдвигаемой чешуи 65×7 км соответствует размеру участка края платформы с отсутствующим чехлом (ПК 1680–1745 км). Дуплексирование с клиновидным вдвигом для данного участка разреза отмечалось в статье [Tret'yakov, Prokopiiev, 2015]. Верхняя часть чехла платформы также сорвана, и по Крайнему надвигу сформировала вышележащий чешуйчатый веер структур Сетте-Дабана с запрокидыванием чешуй на восток, что хорошо читается на разрезе ОГТ (рис. 8, а; Прил. 1, рис. 1.1, ПК 1625–1710 км). Расположенные восточнее структуры Западно-Верхоянской зоны (ПК 1710–1760 км) представлены мощными дислоцированными толщами верхоянского комплекса, формирующими аллохтон на Крайнем надвиге, который в верхней своей части также перекрыт серией надвигов (рис. 8, а, б; Прил. 1, рис. 1.1). Таким образом, на опущенной окраине платформы сформировался сложноустроенный верхнекорый надвиговой комплекс из сорванных пород осадочного чехла платформы и образований верхоянского терригенного комплекса общей мощностью более 30 км в наиболее прогнутой части. В рельефе дневной поверхности этому участку отвечает самый высокий хребет ВСНП – Сунтар-Хаята (рис. 8, а; Прил. 1, рис. 1.1).

Верхняя граница фундамента платформы ниже глубины 20 км, тектонически перекрытая верхоянским комплексом, хорошо выделяется на энергетическом разрезе (рис. 8, б; Прил. 1, рис. 1.1), где в районе ПК 1750 км на глубине 32–44 км наблюдается ее резкое погружение с образованием дугообразной вертикальной границы, фиксирующей окончание комплексов фундамента платформы внутри крупной линзы сейсмической полупрозрачности. Аналогичная интерпретация с окончанием комплексов платформы на данном участке разреза 3-ДВ представлена в статье [Kashubin et al., 2018b]. Вывод об окончании структур платформы под восточной окраиной Сетте-Дабана также сделан в работе [Suvorov, Melnik, 2021] по сейсмическим данным, позволившим маркировать положение границы кратона в коре вдоль вероятного разлома с углом падения около 15° .

Не менее информативная тектоническая картина наблюдается и на нижней границе земной коры окраины платформы, также наиболее ярко проявленной на энергетическом разрезе в интервале ПК 1600–1740 км на глубине 45–55 км (рис. 8, б; Прил. 1, рис. 1.1). Со стороны ВСНП здесь фиксируется нижнекорая дуплекс-система, сложенная пологозалегающими сдуплексированными фрагментами океанической коры – хорсами (обоснование будет рассмотрено ниже при описании Центрально-Верхоянской зоны), погружающаяся (поддвигающаяся) под окраину платформы на глубину 50–60 км (рис. 8, а, б; Прил. 1, рис. 1.1). Серия хорсов этой дуплекс-системы в более затушеванном виде, но дешифрируется и под наиболее опущенным краем платформы. Волновые характеристики данной дуплекс-системы (скорость продольных волн более 7.0 км/с [Solov'ev et al., 2016]) соответствуют скоростям в третьем слое океанической коры, а при погружении под фундамент платформы скорости в данном слое возрастают до 7.2–7.4 км/с и более [Kashubin et al., 2018b].

Подобная обстановка столкновения континентальной плиты с океанической для Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса описана в статье [Mitrofanov, 2018], когда при столкновении плит жесткий гранитометаморфический клин платформы рассекает по высокопластичному слою океаническую плиту. Ее верхняя упругая часть сминает осадочные отложения пассивной континентальной окраины, нижняя (ниже глубины 25 км) поддвигается и компенсационно деформирует образования нижней пластичной части континентальной плиты. Все это приводит к утолщению континентальной коры.

С данным механизмом согласуется наличие в коре ВСНП ярко проявленной субгоризонтальной области слабоинтенсивной сейсмической записи (волновода), отвечающей высокопластичному слою (рис. 8; Прил. 1, рис. 1.1). Нижняя граница этой области выдержана и располагается на глубине 20 км, лишь с приближением к платформе область сейсмической полупрозрачности раздваивается на резко уходящую вверх ветвь и опускающуюся вниз до глубины 35 км к восточному упору платформы (рис. 8, а; Прил. 1, рис. 1.1), как и описано в модели [Mitrofanov, 2018].

По сходству отражения в энергетическом разрезе и характерному строению (эшелонированная серия пологозалегающих линзовидных чешуй со следами скольжения и погружения друг относительно друга в западно-западном направлении) дуплекс-система прослеживается на запад до ПК 1250 км, формируя нижний слой земной коры платформы, характеризующийся повышенной на 5–10 км мощностью по сравнению с блоками платформы западнее ПК 1250 км (рис. 8, а, б; Прил. 1, рис. 1.1).

С предложенным механизмом поддвигания океанической литосферы согласуется распределение скоростей Р-волн в верхней мантии Сибирской платформы [Jakovlev et al., 2012]. На глубине 100 км (рис. 9) область низкоскоростных аномалий, отражающих пластичную

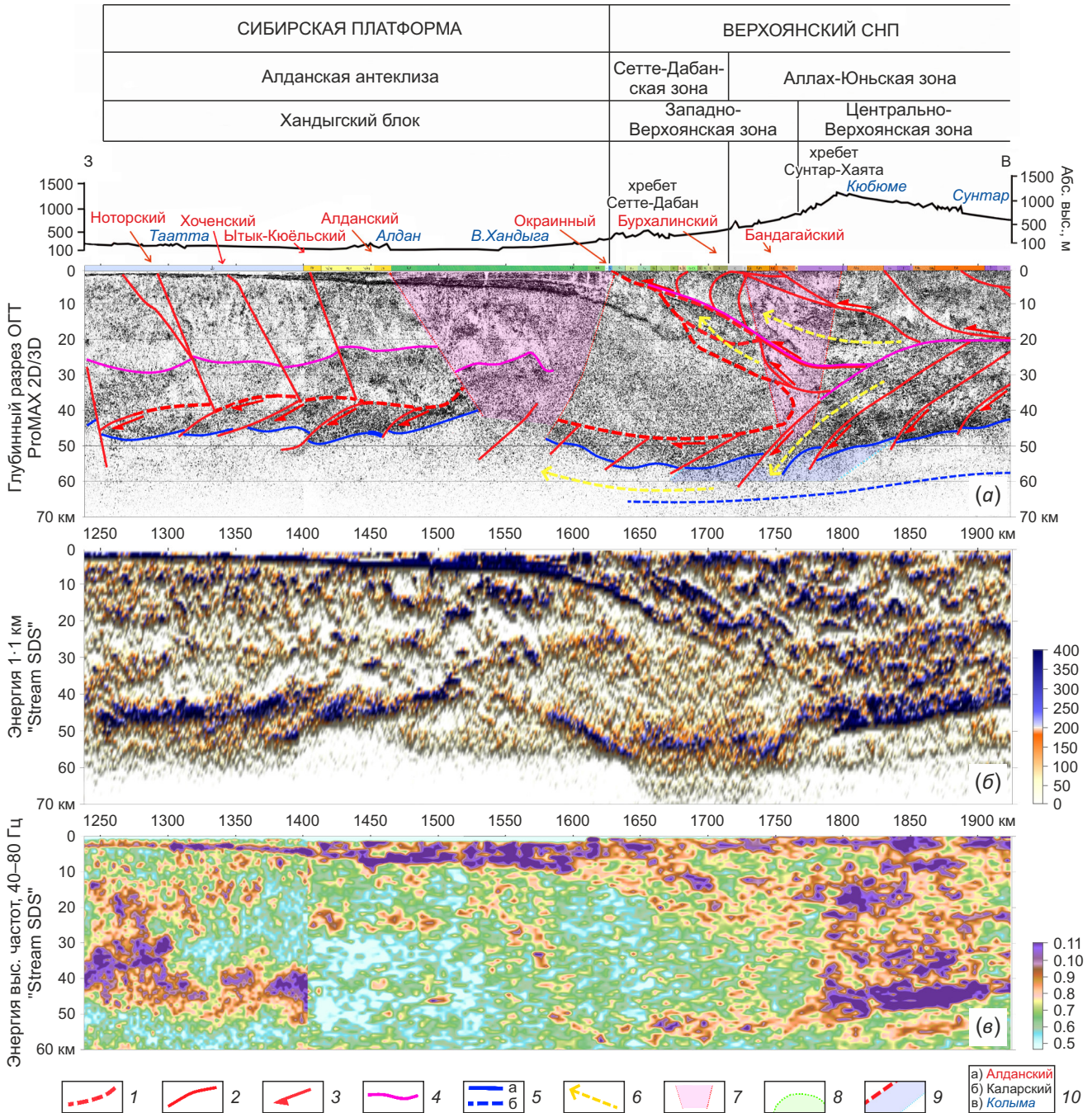


Рис. 8. Разрезы земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ. Модель формирования восточной окраины Сибирской платформы и прилегающих структур ВСНП: (а) – сейсмический разрез ОГТ; (б) – разрез суммарной энергии; (в) – разрез энергии высоких частот. Условные обозначения к рис. 8, 10, 11, 12, 13, 14: 1–2 – тектонические границы: 1 – платформы и палеосубдукционных зон (кровельные разломы), 2 – межблоковые; 3 – направление движения вдоль разломов; 4 – нижняя граница волновода; 5 – граница М (а) и граница М₁ (б); 6 – направления коллизионного движения пород; 7 – области интенсивной переработки коры над разрывами в прослеживании границы М; 8 – предположительные контуры структур, заклинивших зону палеосубдукции; 9 – следы зон палеосубдукции в мантии; 10 – названия разломов (а), горных сооружений (б), рек (в).

Fig. 8. Crustal sections along the fragment of the 3-DV reference geological-geophysical profile. A model for the formation of the eastern margin of the Siberian Platform and adjacent structures of the VFTB: (a) – CDP seismic section, (б) – total energy section, (в) – high-frequency energy section. Legends to Figs 8, 10, 11, 12, 13, 14: 1–2 – tectonic boundaries: 1 – platforms and paleosubduction zones (uppermost faults), 2 – interblock; 3 – direction of movement along the faults; 4 – lower boundary of the wave-guide; 5 – boundary M (a) and boundary M₁ (б); 6 – directions of collisional movement of rocks; 7 – areas of intensive crustal reworking above the faults in the M boundary tracing; 8 – inferred contours of the structures which blocked the paleosubduction zone; 9 – traces of paleosubduction zones in the mantle; 10 – names of faults (a), mountain structures (б), rivers (в).

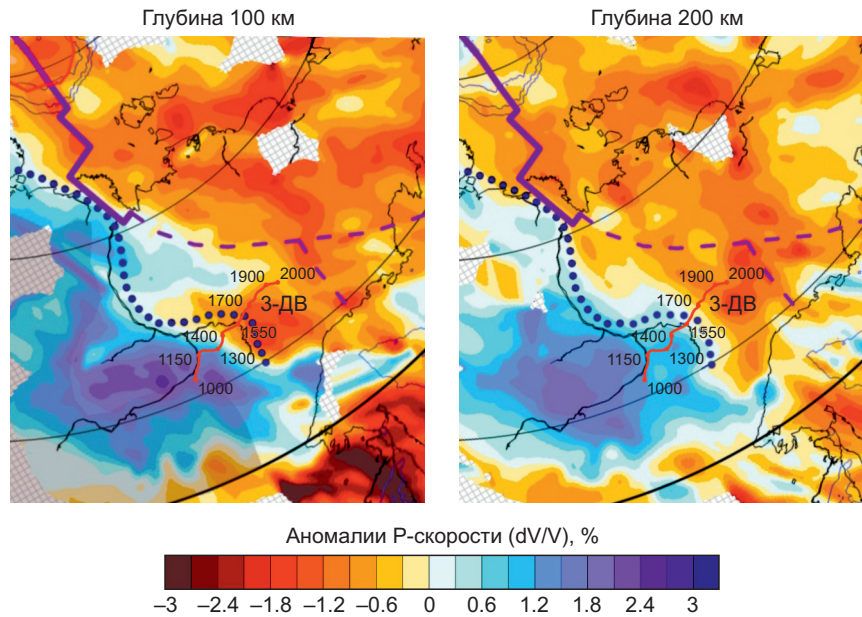


Рис. 9. Аномалии сейсмической скорости Р-волн на глубине 100 и 220 км по результатам региональной сейсмической томографии [Jakovlev et al., 2012]. Фиолетовая линия – срединно-океанический хребет с возможным продолжением. Пунктиром обозначены складчатые пояса. Положение профиля 3-ДВ показано красной линией.

Fig. 9. Anomalies of seismic velocity of P-waves at depths of 100 and 220 km according to the results of regional seismic tomography [Jakovlev et al., 2012]. The purple line is a mid-oceanic ridge with possible continuation. The dotted line indicates fold belts. The red line shows the location of the 3-DV profile.

литосферу, активно деформируемую тектоническими процессами, прослеживается внутрь юго-восточной окраины платформы от устья Алдана на юго восток, примерно на 350 км, до ПК 1250 км, отражая деформированные комплексы нижней коры и верхов литосферной мантии. На глубине 220 км область высокоскоростных аномалий, отвечающая консолидированной континентальной литосфере мощностью более 200 км, уже близка к геологическим границам восточной окраины Сибирской платформы.

Описанные позднемезозойские геодинамические процессы на восточной окраине Сибирской платформы относятся к субдукционным, когда нижняя часть поддвигаемой плиты подслаивалась под вышележащую плиту. Как указано в работе [Khain, Lomize, 2005], аккрелируемые комплексы океанической коры могут поддвигаться под перекрывающую континентальную плиту на десятки и первые сотни километров, наращивая снизу мощность земной коры. Редкие проявления вулканизма свидетельствуют о том, что поддвигаемая плита не погружается в мантию, что характерно для субдукции утолщенной океанской литосферы, сопровождаемой резким выполаживанием зоны субдукции. В современной структуре почти третья часть общей протяженности субдукционных границ приходится на такие авулканические участки [Khain, Lomize, 1995]. В данном случае утолщение происходит за счет дуплексирования океанической коры. Оценить расстояние проникновения дуплекс-системы на запад, в глубь платформы, наряду с приведенными выше данными по распределению скоростей Р-волн, вероятно, можно и

по проявлениям сейсмичности на ее восточной окраине, связанной, по-видимому, с продолжающейся переработкой комплексов океанической коры. Наиболее интенсивная сейсмичность наблюдается в Хандыгском блоке платформы (до ПК 1250 км) и менее интенсивная, но протягивающаяся непрерывной полосой – вдоль ее восточного края до 120° в.д. (см. рис. 6).

Дополнительным аргументом в пользу данного вывода служит открытие в последние годы на рассматриваемой восточной окраине платформы вулканогенных пород на границе юры и мела (район г. Якутска) в виде последовательности из ультраосновных, андезитовых, дацитовых, мелилититовых и магнетитовых лав [Kostin, 2022], аналогичных надсубдукционным магнетитовым лавам вулканического комплекса Эль-Лако Центральной вулканической зоны Анд [Ovalle et al., 2018]. В работе [Vasiliev et al., 2014] по литохимическим особенностям обосновано присутствие щелочных туффоидов и пород вулканогенно-осадочного происхождения в среднеюрско-нижнемеловом разрезе северной части Приверхоянского прогиба.

Подобный процесс наращивания земной коры снизу предполагается [Goshko et al., 2014] по профилю 3-ДВ для палеопротерозоя Алданского блока, что увеличило снизу его мощность по сравнению с соседними блоками на 10 км. Возможность такого механизма наращивания земной коры Сибирского кратона согласуется с данными о возрасте пород его фундамента, полученными с глубины 10–50 км по ксенолитам из кимберлитовой трубки Удачной [Moyen et al., 2017], показавшими, что значительная часть пород нижних слоев

земной коры кратона образована около 1.8 млрд лет назад в палеопротерозое, а вышележащие слои земной коры в этом месте сформировались около 2.7 млрд лет назад, т.е. в архее.

Подвиг нижнего слоя коры ВСНП на глубину до 60 км в интервале ПК 1600–1800 км (см. рис. 8; Прил. 1, рис. 1.1) (а резкое, до 0.5 км/с, снижение скоростей сейсмических волн прослеживается под этой зоной до глубины не менее 70 км [Kashubin et al., 2018a]) привел к активизации вещества верхней мантии на данном участке. Инденторное воздействие края фундамента платформы, приведшее к расслоению коры ВСНП, обусловило образование зоны интенсивной переработки коры (ПК 1720–1800 км, см. рис. 8, а, в; Прил. 1, рис. 1.1). Восходящие мантийные потоки, связанные с этими явлениями, способствовали гранитообразованию и повышенному метаморфизму верхоянского комплекса в Присеттедабанской полосе Аллах-Юньской золотосной зоны.

Коллизионные процессы на окраине платформы привели также к нагружению ее края надвиговыми комплексами, еще большему его опусканию и формированию в месте максимального перегиба конусовидной ослабленной зоны (ПК 1460–1620 км), отражающейся на частотно-энергетических разрезах наличием сейсмически прозрачных участков в коре (см. рис. 8, а, в; Прил. 1, рис. 1.1). Также этой зоне отвечает куполообразный подъем границы М до глубины 40 км, а на участке ПК 1520–1580 км наблюдается перерыв в прослеживании этой границы. Такие процессы на данном участке платформы создали аномальные Р-Т условия, приведшие к активизации вещества нижней коры и мантии, инициировали зарождение коровых магматических очагов, их подъем в зоны растяжения верхних горизонтов коры. На разрезе ОГТ в осадочном чехле платформы здесь (ПК 1440–1620 км) фиксируются несколько субвертикальных и послойная зоны акустической прозрачности, связанные, по всей вероятности, с внедрением интрузий по раздвигам при изгибе верхнего края платформы. Этот вывод согласуется с геолого-геофизическими данными о проявлении интенсивного интрузивного магматизма позднемелового возраста (породы среднего субщелочного состава – сиениты, монцодиориты) в верхних 5 км разреза данной зоны [Polyansky et al., 2017]. С магматическими телами этого возраста, по-видимому, связана упомянутая выше полоса крупных положительных аномалий магнитного поля вдоль западной окраины платформы, которая, судя по морфологии, отражает неглубокозалегающие магнитоактивные тела. На скоростном разрезе обе зоны тектономагматической переработки коры отражаются участками резкого снижения скорости продольных волн до 6.3 км/с, прослеживаемыми до глубины более 30 и 20 км соответственно [Suvorov, Melnik, 2021].

Центрально-Верхоянская зона меридионально протягивается от окраины Евразийского бассейна на севере, через шельф моря Лаптевых, далее на юг включая

центральную часть ВСНП до Охотского террейна (см. рис. 3, 7). Зона сложена в верхней части разреза терригенными отложениями, соответствующими типичному строению верхоянского комплекса, а нижняя часть разреза представлена кливажными черносланцевыми толщами, вскрывающимися на севере и юге в Куларской и Южно-Верхоянской черносланцевых зонах [Tretyakov, 2011]. Севернее, под чехлом кайнозойских отложений Приморской низменности, Центрально-Верхоянская зона представлена волжской терригенной толщей с прослоями эффузивов среднего и основного состава. По геофизическим данным здесь предполагается наличие многочисленных тел габброидов и ультрамафитов, которые рассматриваются как реликты океанической коры [Goryachev, 1998]. На северо-востоке Центрально-Верхоянской зоны широко развиты крупные надвиги северо-западной vergentности со стороны зоны Колымской петли протяженностью более 500 км и амплитудой перемещений до 100 км, сложенные юрскими отложениями [State Geological Map..., 2020b].

Центрально-Верхоянская зона интерпретируется авторами как структура, в которой предполагается отсутствие докембрийского платформенного фундамента, в отличие от существующих представлений [Oxman, 2000; Parfenov, Kuz'min, 2001; State Geological Map..., 2016, 2020a]. К аналогичному выводу «о существовании безгранитной земной коры – «базальтового окна» – в центральной части шельфа моря Лаптевых» по результатам интерпретации геофизических полей пришли авторы статьи [Piskarev et al., 1997]. Участок прослеживается на 350–400 км, практически на всю ширину северной части Центрально-Верхоянской зоны.

С предложенной интерпретацией согласуется контрастное отражение Центрально-Верхоянской зоны по многим геофизическим параметрам. Так, зона характеризуется меньшей мощностью земной коры по сравнению с обрамляющими структурами. В южной части зоны в створе профиля 3-ДВ мощность ее земной коры составляет 42–47 км, увеличиваясь под Западно-Верхоянской зоной до 55–57 км. На севере, начиная с 67° с.ш., мощность земной коры зоны постепенно уменьшается, составляя на шельфе моря Лаптевых 20–25 км [Kashubin et al., 2018b].

В тепловом поле Земли Центрально-Верхоянская зона отражается областью повышенных в 1.5–2.0 раза значений – от 55–75 до 100 мВт/м² по сравнению с соседними структурами (менее 50 мВт/м²) [Gornov, 2016; Imaeva et al., 2015]. Такое же контрастное отражение Центрально-Верхоянская зона имеет и в строении литосферной мантии. По данным [Petrishchevsky, 2015] под ВСНП между 132 и 144-м меридианами выделяется линза пониженной вязкости в подкоровом слое верхней мантии и астеносфере, которая в плане практически полностью совпадает с контурами Центрально-Верхоянской зоны. Аналогичная линза выделяется и под Южно-Аннуйской [Petrishchevsky, 2015], и под Монголо-Охотской сутурными зонами [Didenko et al., 2010].

Опорный геофизический профиль 3-ДВ полностью пересекает южную часть Центрально-Верхоянской зоны, для которой характерны повышенные мощности отложений верхоянского терригенного комплекса. На всех трех вариантах разрезов, представленных на рис. 10 и в Прил. 1, рис. 1.1, ярко проявлено отличие в отражении структур земной коры Центрально-Верхоянской зоны (ПК 1760–2035 км) от коры окраины платформы. Земная кора зоны на всю мощность насыщена контрастными высокочастотными и энергетическими зонами,

отражающими ее повышенную неоднородность. На всем протяжении зоны хорошо просматривается субгоризонтальная область слабоинтенсивной сейсмической записи (волновод), нижняя граница которой располагается на глубине 20 км, разделяя земную кору на два слоя равной мощности.

Разделяемые волноводом части земной коры зоны различаются внутренним строением. В верхней части коры по участкам скопления отражателей с повышенной амплитудой сигнала можно выделить серию

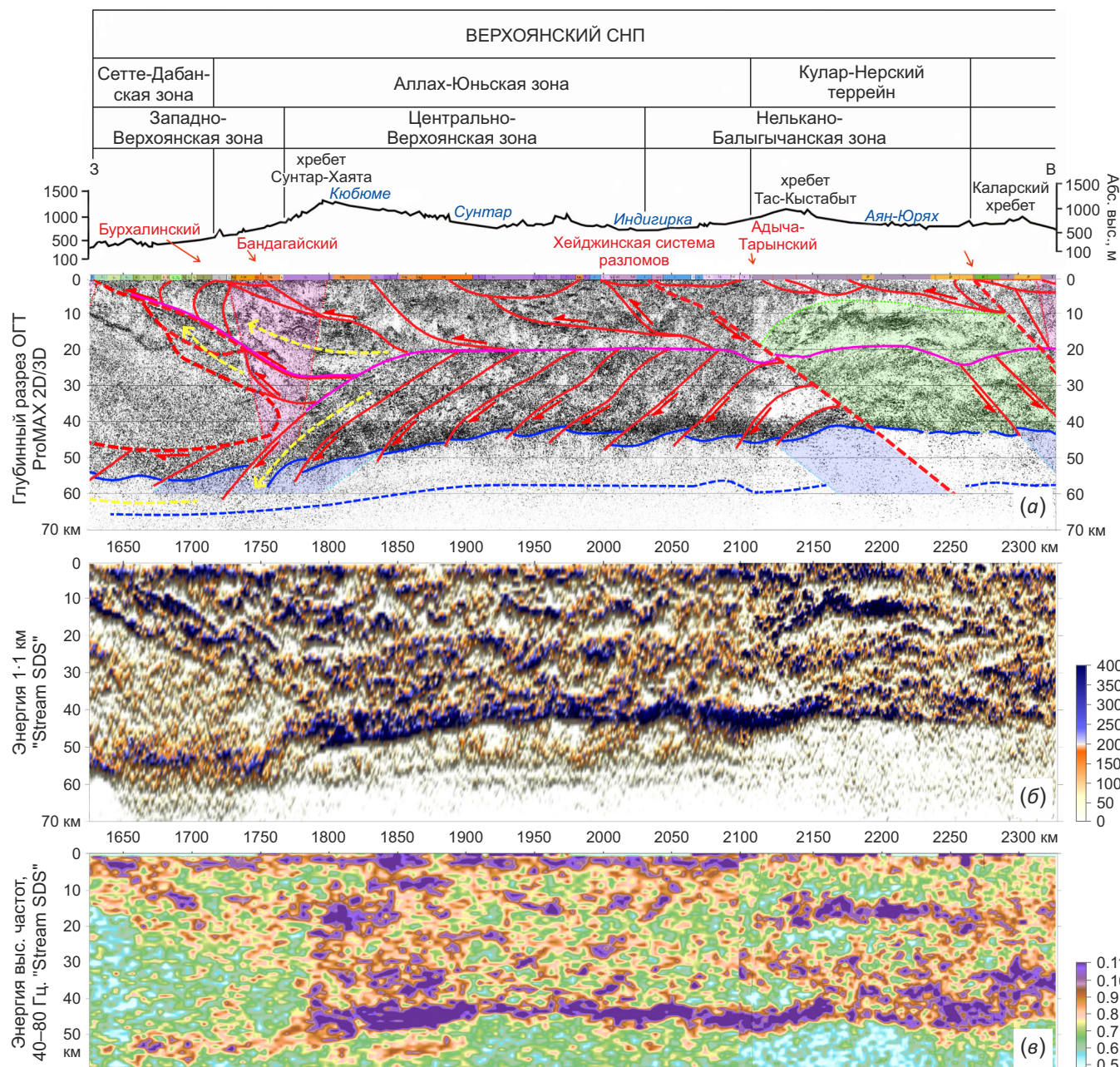


Рис. 10. Разрезы земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ. Модель формирования центральной части ВСНП: (а) – сейсмический разрез ОГТ; (б) – разрез суммарной энергии; (в) – разрез энергии высоких частот. Условные обозначения на рис. 8.

Fig.10. Crustal sections along the fragment of the 3-DV reference geological-geophysical profile. A model for the formation of the VFTB central part: (a) – CDP seismic section; (б) – total energy section; (в) – high-frequency energy section. The legend is the same as in Fig. 8.

крупных блоков (пластин) вытянутой, линзовидной формы с общей западной вергентностью. По тому, что нижние ограничения этих блоков выполаживаются с глубиной на уровне волновода, наиболее логично увязать их с надвиговой природой ограничивающих эти блоки листрических разломов. Внутренняя структура блоков определяется участками с повышенным уровнем амплитуды отраженных волн. Они имеют вытянутую форму, согласную с общей западной вергентностью блоков (см. рис. 10, а; Прил. 1, рис. 1.1). В интервале ПК 1880–2100 км выделяется три приповерхностные надвиговые пластины, по-видимому, северной вергентности, которые профиль пересекает вкрест их падения (замкнутые к поверхности контуры), связанные, вероятно, с воздействием Охотского террейна.

Нижняя часть разреза Центрально-Верхоянской зоны характеризуется упорядоченным строением, хорошо просматриваемым на всех разрезах (см. рис. 10, 11; Прил. 1, рис. 1.1), где выделяется непрерывный эшелонированный ряд чешуй (хорсы, дуплексы подслаивания) с достаточно пологим залеганием, начинающихся от нижней границы волновода (кровельный надвиг) и заканчивающихся на границе с мантией, образуя дуплекс-систему, формирующую нижнюю часть земной коры зоны. В отличие от верхней части коры, внутренняя структура блоков нижней коры определяется участками повышенного уровня сигнала, как локальными, так и их скоплениями, имеющими общую западную ориентировку, но с восточной вергентностью, подчеркивающими разделение разреза на хорсы примерно одинаковой мощности (см. рис. 11).

Характерной особенностью системы является зубчатого вида граница с мантией, что по данным [Mints et al., 2018] свидетельствует об обстановке направленных тектонических перемещений пластин коры. На разрезе ОГТ (см. рис. 10, а, 11; Прил. 1, рис. 1.1) видно, что граница М на разломах, ограничивающих пластины, часто образует резкие уступы, перескакивает на

несколько километров вниз, обычно под верхними, кровельными частями пластин. Такой характер границы нижней коры с мантией может отражать процесс переработки низов коры в Р-Т условиях верхней мантии. С этим предположением согласуется видимое продолжение нижнекоровых пластин ниже границы М, хорошо проявленное на энергетическом разрезе. Там же достаточно ярко фиксируется нижнее субгоризонтальное ограничение этих пластин в форме выдержанного слоя сейсмической полупрозрачности мощностью первые километры на уровне 55–60 км. Условно эта граница выделяется как M_1 – энергетически слабый, растворяющийся след древней границы М на время орогенного утолщения коры ВСНП. По-видимому, этот слой служил подошвенным надвигом при формировании дуплекс-системы нижней коры в орогенную стадию.

Двуслойное строение земной коры Центрально-Верхоянской зоны и ее состав находят отражение в результатах интерпретации материалов ГСЗ по профилю 3-ДВ [Solov'ev et al., 2016]. Для верхних 20 км отмечаются пониженные скорости Р-волн: 6.0–6.2 км/с, а для нижних 20 км разреза фиксируется резкое увеличение скоростей с глубиной от 6.4 до 7.4 км/с, характерных для 3-го слоя океанической коры. Пониженные значения отношений скоростей Р- и S-волн в земной коре до 1.6–1.7 и пониженный коэффициент Пуассона до 0.20, согласно [Solov'ev et al., 2016], свидетельствуют о повышенной раздробленности земной коры Центрально-Верхоянской зоны, что согласуется с предложенной моделью.

Еще одной характерной особенностью строения Центрально-Верхоянской зоны является выдержанный на всем протяжении зоны ярко проявленный слой интенсивной сейсмической записи на границе с мантией (см. рис. 10, б, в; Прил. 1, рис. 1.1). Согласно исследованиям [Kouzin, 2019], области интенсивной сейсмической записи отраженных волн в нижней части консолидированной коры связаны, прежде всего, с

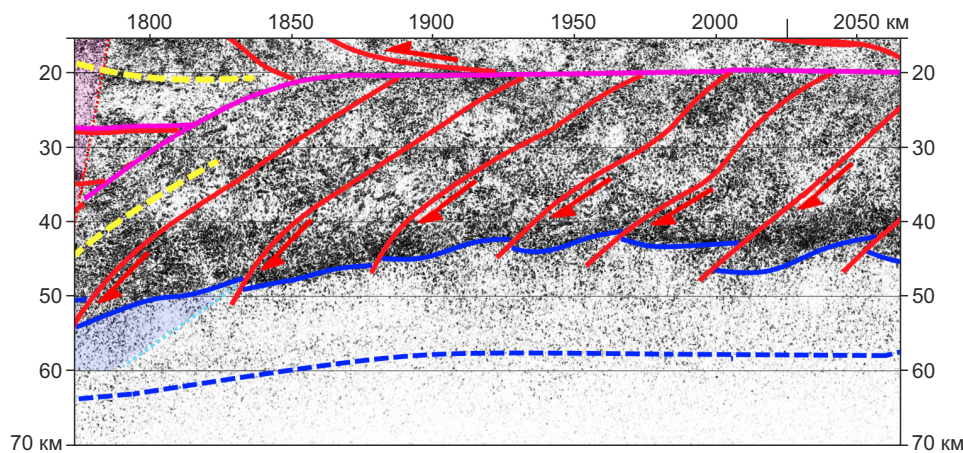


Рис. 11. Фрагмент разреза ОГТ профиля 3-ДВ с примером строения дуплекс-системы нижней коры. Условные обозначения на рис. 8.

Fig.11. A fragment of the CDP section for the 3-DV profile with an example of the lower crust duplex system structure. The legend is the same as in Fig. 8.

магматической составляющей океанической коры, содержащей большое количество воды (серпентинитовый слой).

По характеру отражения в частотно-энергетических характеристиках Центрально-Верхоянская зона идентична отображению пересекаемого в самом начале профиля 3-ДВ Монголо-Охотского орогенного пояса [Goshko et al., 2014], представленного Тукурингра-Джагдинским террейном, в котором преобладают океанические образования [Khanchuk, 2006].

Можно привести еще два примера структур с аналогичным ВСНП строением земной коры, расположенных на противоположной окраине Сибирской платформы. К первому относится серия блоков, включающая структуры Монгольского Алтая, центральной и северо-западной части Горного Алтая, протягивающиеся на 1000 км при ширине до 250 км. Блоки представляют турбидитовые бассейны, сформированные на океаническом основании (MORB±OIB), выполненные мощными толщами флишоидного и молассоидного облика [Kruk, 2015]. Для них также характерно широкое развитие гранитоидов I- и S-типа. Вторым примером является Алтайский коллизионно-сдвиговый ороген [Vladimirov et al., 2003], в центральной части которого выделен Чарский океанический террейн (реликт Чарского океанического бассейна, сохранившийся в ходе косоугольной коллизии Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов [Vladimirov et al., 2008]). Его протяженность более 1500 км, ширина до 150 км. На океанический тип фундамента в данной структуре указывали еще авторы статьи [Dobretsov et al., 1979].

Принадлежность комплексов, слагающих нижнекорковую дуплекс-систему, к океанической коре и влияние мантийных источников увязываются с выводами [Trunilina et al., 2019] для гранитоидных массивов Арга-Ыннах-Хайского и Бургалийского рудно-магматических узлов (восточная часть Центрально-Верхоянской зоны) о наличии в магмоформирующем горизонте пород основного или щелочно-основного состава и проработке его мантийными флюидами. По геохимическим параметрам эти гранитоиды сопоставимы только с калгутинскими гранитами Горного Алтая, структуры которого, как упомянуто выше, сформированы на коре океанического типа [Kruk, 2015].

О составе нижней коры и мантии южной части Центрально-Верхоянской зоны дают информацию геохимические характеристики пород раннеюрской вулканической серии Кобюминского тектономагматического ареала, которые занимают промежуточную позицию между базальтами океанических островов и обогащенными базальтами СОХ [Kiselev, Yarmolyuk, 2019].

Об отсутствии древнего фундамента под ВСНП также свидетельствуют данные, приведенные в статьях [Akinin et al., 2009; Prokopiev et al., 2018a; Gertseva et al., 2021; Fridovsky et al., 2022], о том, что большинство изученных плутонов Главного и Северного батолитовых поясов не содержат цирконов с унаследованными (докембрийскими) ядрами кристаллов. Исключение

составляют пять гранитных массивов вблизи Охотского и Омолонского кратонных террейнов, Омулёвского террейна. Из анализа данных по распределению возрастов обломочных цирконов в осадочных отложениях Верхояно-Колымского орогена [Prokopiev et al., 2018b, 2019] более предпочтительной является модель, по которой гранитоиды упомянутых массивов унаследовали цирконы из осадочного протолита, образованного кластикой, снесенной с расположенных вблизи Охотского и Омолонского кратонных террейнов, поднятий юго-востока платформы, Омулёвского, Сугойского террейнов, Северо-Охотской дуги.

Нелькано-Балыгычанская зона и зона Колымской петли имеют одинаковую природу, отличаясь временем формирования и глубинным строением (см. рис. 3, 7). Характерным признаком зон является контроль размещения массивов батолитовых поясов: Главного, Северного в зоне Колымской петли и Тас-Кыстабытского в Нелькано-Балыгычанской зоне. Верхоянский комплекс зон представлен (по [Parfenov, Kuz'min, 2001]) мезозойскими турбидитовыми террейнами. В зоне Колымской петли на севере это внутренние части Полуосно-Дебинского террейна и Нагонджинский террейн, на юге – образования Иньяли-Дебинского террейна, включая Среднеканскую ветвь. В Нелькано-Балыгычанской зоне это южная часть Кулар-Нерского террейна и Балыгычанское поднятие. В обеих зонах широко развиты крупные надвиги западной и северной vergentности протяженностью до 400 км, амплитудой перемещений в десятки километров [Oxman, 2000; State Geological Map..., 2016, 2019, 2020b].

В геодинамическом отношении зона Колымской петли, вслед за [Parfenov, Kuz'min, 2001], рассматривается как внешняя часть Уяндино-Ясачненской островодужной системы, заложившейся на аккреционно-коллизионной окраине Колымо-Омолонского супертеррейна. Это комплексы аккреционной призмы, сложенной турбидитовыми террейнами с океанической корой в основании, частично перекрытые юрскими отложениями преддугового прогиба. Для комплексов характерна интенсивная переработка субдукционно-коллизионными процессами.

В развитии Уяндино-Ясачненской дуги на территории Омулёвского террейна в конце кимериджа вулканическая активность затухает. В титонский век здесь в компенсированных прогибах накапливаются мощные континентальные угленосно-терригенные толщи, а вулканическая активность продолжается на соседней территории Иньяли-Дебинского террейна. Таким образом в титоне произошло перемещение магматической активности в юго-западном направлении (в современных координатах) [State Geological Map..., 2016]. В качестве примера перемещенного магматизма можно привести Чаркынский вулканоплутонический пояс на северо-востоке Нелькано-Балыгычанской зоны, магматические образования которого по данным [Trunilina et al., 2003] являются надсубдукционными и сопоставимы с активными континентальными окраинами.

А гранитоиды расположенных там же Букесченского и Самырского массивов и ассоциирующие с ними дайки основного, среднего и кислого состава комплекса малых интрузий по данным [Fridovsky et al., 2022] образовались из единого смешанного источника с участием мантийной (OIB и E-MORB-типа) и коровой, в том числе субдукционной, компонент.

Такую миграцию магматизма можно связать с блокировкой зоны субдукции и перескоком ее на запад в сторону Оймяконского океанического бассейна. В такой

интерпретации получается, что островодужные комплексы сформировались над двумя смежными зонами субдукции, отличающимися временем заложения, составом надсубдукционных комплексов и характером магматизма. На этом основании структуры аккреционной призмы ранней зоны субдукции выделены нами в зону Колымской петли, а структуры, формирующие аккреционную призму над более поздней зоной субдукции, выделены в Нелькано-Балыгычанскую зону (см. рис. 3). Последняя практически полностью

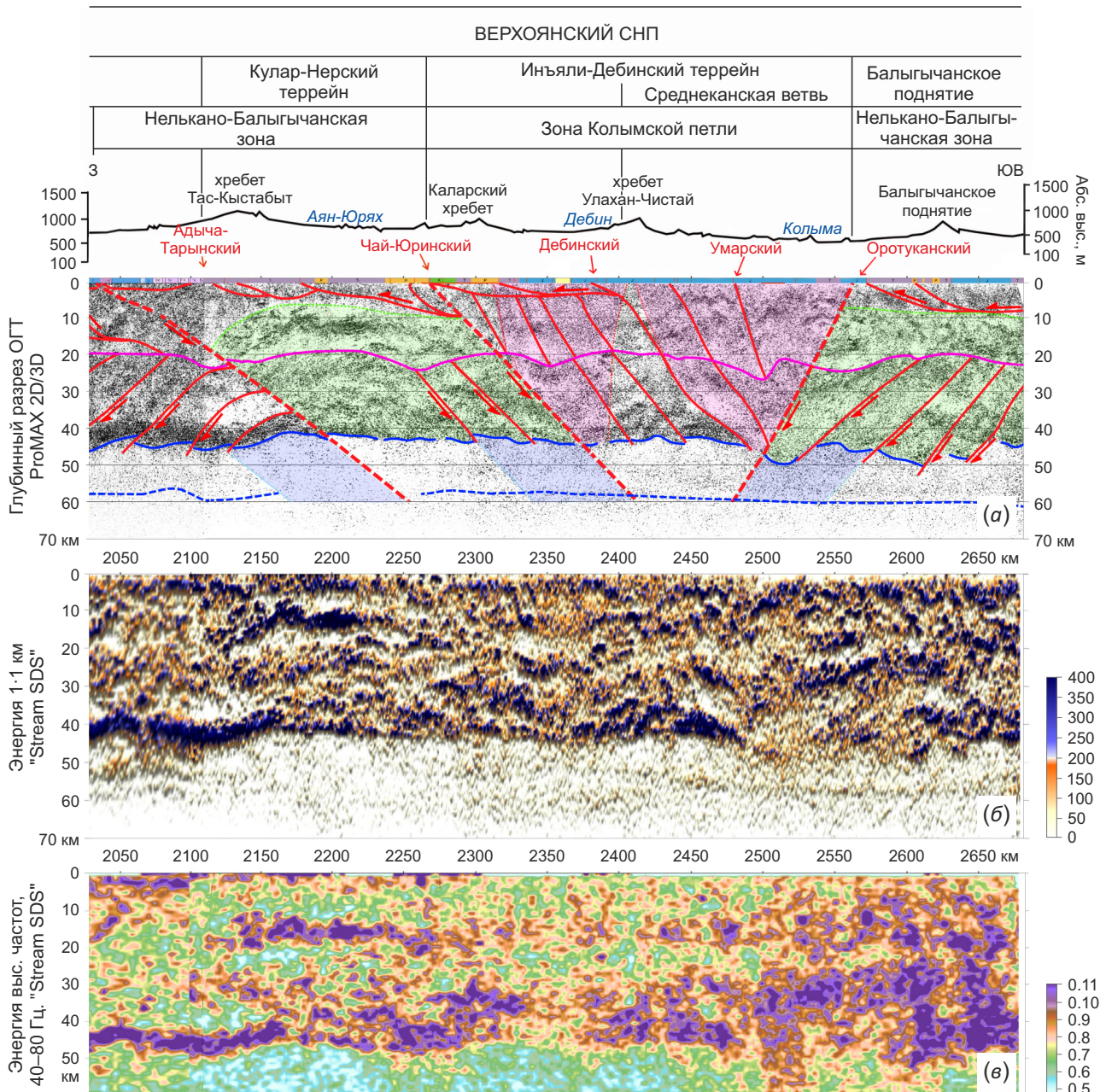


Рис. 12. Разрезы земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ. Модель формирования юго-восточной части ВСНП: (а) – сейсмический разрез ОГТ; (б) – разрез суммарной энергии; (в) – разрез энергии высоких частот. Условные обозначения на рис. 8.

Fig. 12. Crustal sections along the fragment of the 3-DV reference geological-geophysical profile. A model of formation of the southeastern VFTB: (a) – CDP seismic section; (b) – total energy section; (c) – high-frequency energy section. The legend is the same as in Fig. 8.

совпадает в плане с Яно-Колымской металлогенической зоной (по [Prokopiev et al., 2018a]), а ее западная субдолготная часть – с Яно-Колымским складчатым поясом (в понимании [Aristov, 2019]). Уяндино-Ясачненская островодужная система в такой трактовке имеет большее площадное распространение и более сложную историю развития.

Такая интерпретация находится в полном соответствии с наблюдаемым глубинным строением Нелькано-Балыгычанской зоны и зоны Колымской петли по опорным геофизическим профилям 2-ДВ и 3-ДВ. Более ранняя область палеосубдукции, разделяющая зоны, трижды пересекается профилем 3-ДВ (см. рис. 12, 13; Прил. 1, рис. 1.1). На поверхность первое пересечение выходит в районе ПК 2260 км и трассируется полого на глубину в виде прямолинейного кровельного разлома, пересекая границу М в районе ПК 2370 км. Наиболее контрастно эта граница фиксируется на частотном разрезе (см. рис. 12, в; Прил. 1, рис. 1.1) сменой повышенного уровня высокочастотной энергии сигнала в блоке до разлома на область сейсмической полупрозрачности после него, что, по-видимому, отражает переработку магматизмом, флюидами и хаотическое нарушение пород висячего бока. Второй признак выделения зоны палеосубдукции наиболее отчетливо проявляется на разрезе ОГТ ниже границы М в виде шлейфа повышенного уровня сигнала, прослеживающегося до глубины 70 км, ориентированного под тем же углом, что и кровельный разлом (см. рис. 12, а; Прил. 1, рис. 1.1).

Второе пересечение той же зоны палеосубдукции на поверхности фиксируется в районе ПК 2560 км и трассируется в виде прямолинейного кровельного разлома до пересечения границы М в районе ПК 2490 км. Палеозона на профиле имеет встречное падение в связи с изгибом палеодуги, а также резким поворотом профиля на юг. Как и в первом пересечении, граница контрастно отражается на частотном разрезе (см. рис. 12, в; Прил. 1, рис. 1.1) сменой повышенного уровня высокочастотной энергии сигнала в лежащем крыле на область сейсмической полупрозрачности в висячем крыле разлома. Граница М в лежащем борту кровельного разлома резко опущена на несколько километров и имеет более размытый характер из-за ярко проявленного шлейфа повышенного уровня сигнала, прослеживаемого до глубины 70 км (см. рис. 12, а, б; Прил. 1, рис. 1.1). Третье пересечение данной зоны палеосубдукции можно предположить на продолжении профиля 3-ДВ в виде прямолинейного разлома с падением на север (см. рис. 13; Прил. 1, рис. 1.1), перекрытого на глубине 4 км надвигом в районе ПК 2720 км.

Вторая зона палеосубдукции, возникшая после блокировки первой, ограничивающая с юго-запада и юга Нелькано-Балыгычанскую зону, также прочитывается в трех пересечениях на опорных профилях. Первое пересечение на поверхности фиксируется по профилю 3-ДВ (см. рис. 12; Прил. 1, рис. 1.1) у ПК 2025 км в виде несколько изгибающегося кровельного разлома, пересекающегося с границей М в районе ПК 2180 км.

Наиболее контрастно данный разлом также отражается на частотном разрезе (см. рис. 12, в; Прил. 1, рис. 1.1) повышенным уровнем высокочастотной энергии сигнала в его висячем крыле. В лежащем крыле фиксируется участок резкого опускания границы М на 4–5 км, а в подкоровом слое также просматривается шлейф

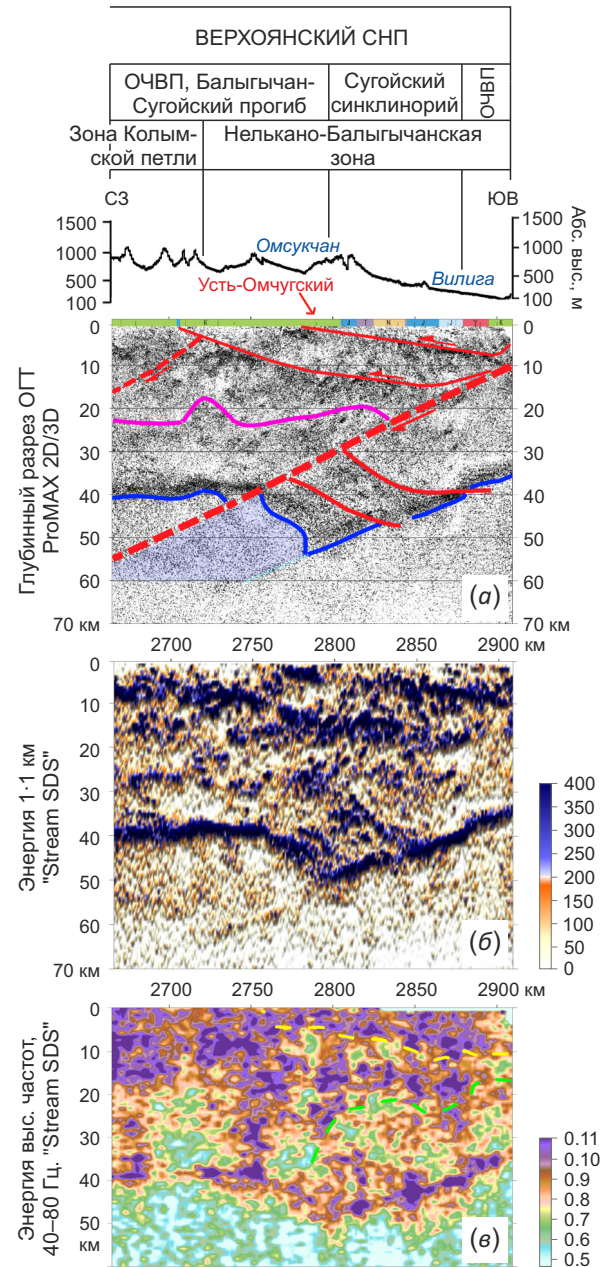


Рис. 13. Разрезы земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ (продолжение). Модель формирования юго-восточной части ВСНП: (а) – сейсмический разрез ОГТ; (б) – разрез суммарной энергии; (в) – разрез энергии высоких частот. Условные обозначения на рис. 8.

Fig. 13. Crustal sections along the fragment of the 3-DV reference geological- geophysical profile (continued). A model of formation of the southeastern VFTB: (a) – CDP seismic section; (b) – total energy section; (c) – high-frequency energy section. The legend is the same as in Fig. 8.

повышенного уровня сигнала до глубины 70 км, ориентированный под тем же углом, что и кровельный разлом (см. рис. 12, а; Прил. 1, рис. 1.1).

Аналогичное, даже более детальное отражение зона палеосубдукции находит на продолжении профиля 3-ДВ. Выход на поверхность кровельного разлома предполагается примерно в 70–90 км южнее окончания профиля, а в пределах профиля фиксируется пластообразный блок под кровельным разломом, характеризующийся менее контрастным строением с преобладанием областей гомогенизации на разрезе ОГТ (см. рис. 13, а; Прил. 1, рис. 1.1) Нижняя граница блока очень четкая и ярко прослеживается в мантию до глубины 65–70 км. В верхней половине коры на профиле ярко проявлены два наклонных на юг слоя повышенной сейсмической записи, связанные, по-видимому, с достаточно пологими надвиговыми пластинами северной вергентности, отражающими коллизионное воздействие структур Охотской окраины.

Третье пересечение палеозоны субдукции фиксируется на профиле 2-ДВ в самом его начале. Выход на поверхность кровельного разлома предполагается перед нулевой отметкой профиля, пересечение границы М в районе ПК-180 км (рис. 14). В лежачем боку кровельного разлома фиксируется резкое опускание границы М на 10 км и более и также прослеживается шлейф повышенного уровня сигнала до глубины 70 км.

Отражение кровельных разломов внешней границы Нелькано-Балыгычанской зоны в поверхностном геологическом строении наиболее ярко проявлено в Пылгинской шовной зоне п-ова Тайгонос, разделяющей докембрийские кристаллические комплексы Авековского террейна и палеозойско-мезозойские образования Удско-Мургальской палеодуги [Bondarenko et al., 2000]. На полуостровах Кони и Пьягина выделенная граница также совпадает с северным ограничением Удско-Мургальской палеодуги [Tilman, Bogdanov, 1992]. Далее на северо-запад граница примерно совпадает с Хейджинским разломом, маркирующим северо-восточное ограничение Охотского кратонного террейна [State Geological Map..., 1999]. Еще дальше к северо-западу она совпадает с Верхнеадычанским и Бадран-Эгеляхским разломами, отделяющими зону пологих дислокаций на юго-западе от сложнодислоцированной на северо-востоке.

На сейсмических профилях также находят отражение структуры, заблокировавшие первичную зону субдукции Уяндино-Ясачненской островной дуги. На северо-востоке Нелькано-Балыгычанской зоны они дешифрируются на профиле 3-ДВ в районе ПК-2100–2250 км (см. рис. 12, а, б; Прил. 1, рис. 1.1) в виде крупного субгоризонтального блока на глубине 6–10 км, характеризующегося повышенным уровнем амплитуды сейсмического отражения. В блоке просматриваются следы

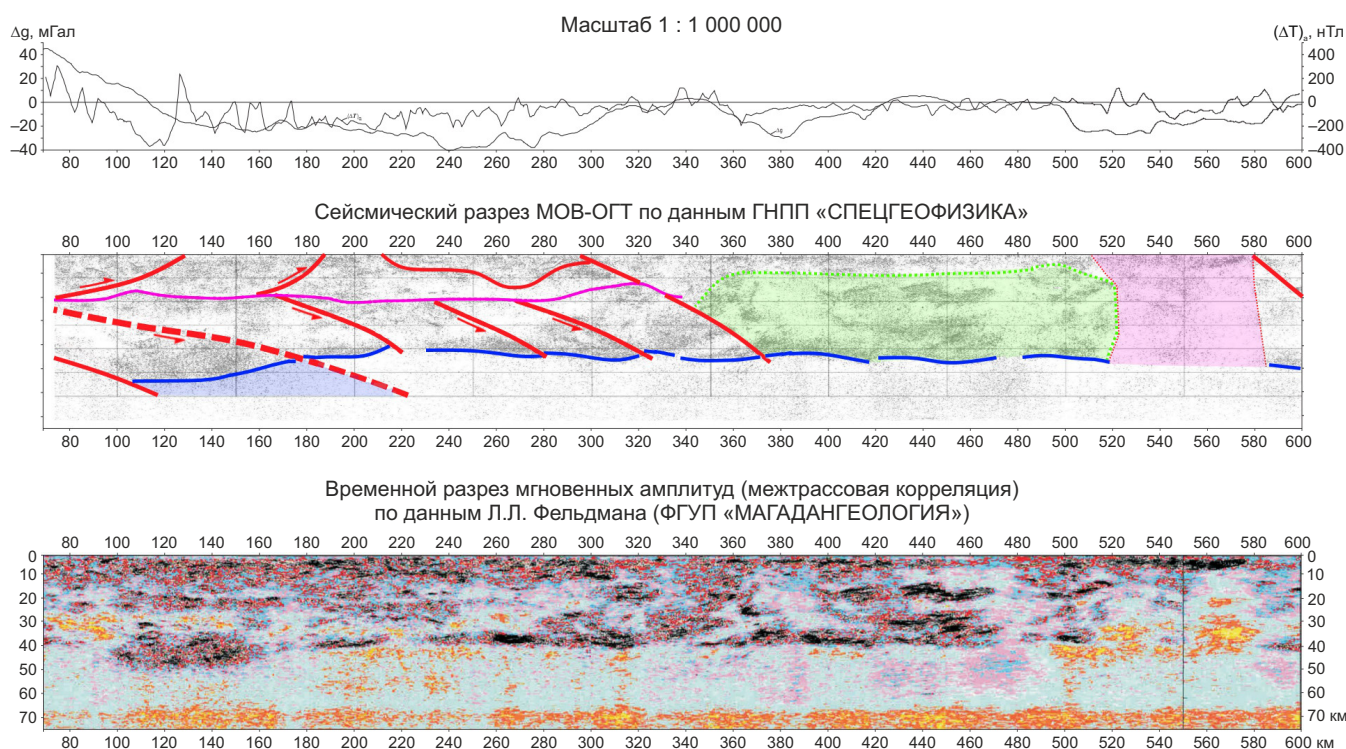


Рис. 14. Сейсмический (МОВ-ОГТ) и временной разрез мгновенных амплитуд (межтрассовая корреляция) по опорному геофизическому профилю 2-ДВ в пределах листа Р-56 [State Geological Map..., 2008] с интерпретацией авторов. Условные обозначения на рис. 8.

Fig. 14. Seismic (RWM-CDP) and time sections of instantaneous amplitudes (intertrace correlation) along the 2-DV reference geophysical profile, Sheet P-56 [State Geological Map..., 2008] with the interpretation proposed by the authors. The legend is the same as in Fig. 8.

внутренней слоистой структуры. В вышележащих толщах фиксируется серия пологих надвигов западной вергентности, практически полностью перекрывающих данный блок.

В поверхностном геологическом строении этот участок совпадает с северной частью Тас-Кыстабытского пояса гранитоидов, а наиболее ярко проявляется в резком северо-восточном изгибе зоны Колымской петли, отражающем, по-видимому, эффект коллизионного столкновения этой структуры с Уяндино-Ясачненской островной дугой. Такая интерпретация подтверждается массовым (многие сотни) развитием даек и дайковых поясов позднеюрско-раннемелового возраста [State Geological Map..., 2019; Geological Map..., 1986], радиально ориентированных по отношению к выступу структур Нелькано-Балыгычанской зоны, логично отражающих напряжения при коллизии этой структуры к Уяндино-Ясачненской островной дуге и заклинивании зоны субдукции.

Под восточной частью Нелькано-Балыгычанской зоны в нижнекоровой дуплекс-системе меняется вергентность хорсов на западную, субпараллельную Чай-Юринскому разлому, представляющему кровельный разлом палеосубдукционной зоны. Аналогичная дуплекс-система, образующая нижнюю часть земной коры, дешифрируется на восточном окончании профиля 3-ДВ (см. рис. 12, а; Прил. 1, рис. 1.1, ПК 2500-2700 км) и на его продолжении по профилю 2-ДВ (см. рис. 13) в интервале ПК 0–380 км.

Второй участок, где на опорных профилях фиксируется структура, заклинившая зону субдукции, располагается на юго-востоке Нелькано-Балыгычанской зоны в Балыгычанском поднятии. На пересекающих это поднятие профилях 2-ДВ и 3-ДВ (см. рис. 12; рис. 14; Прил. 1, рис. 1.1) выделяются структуры с повышенным уровнем отражения сейсмического сигнала как в верхней, так и в нижней части коры (выделены зеленым цветом). На профиле 3-ДВ дешифрируется серия надвигов, перекрывающая выделенную структуру (см. рис. 12, а; Прил. 1, рис. 1.1), а на профиле 2-ДВ, который проходит вдоль надвигового фронта, ярко проявлена субгоризонтальная зона повышенного уровня сигнала на глубине 2–4 км, которая может отражать поперечное пересечение надвиговых пластин (рис. 14).

С глубинным отражением Балыгычанского поднятия согласуются данные об активном проявлении в его границах андезитового вулканизма в позднем нории с формированием архипелагов и островных вулканических дуг [State Geological Map..., 2008]. Вулканизм продолжался и в рэтском веке, накапливались вулканокластические осадки, переслоенные туфами среднего – основного состава. При интерпретации профиля 2-ДВ в работе [Galuev et al., 2009] эта структура выделяется в Балыгычанскую микроплиту (предположительно микроконтинент) с полого деформированным чехлом пермотриасовых пород верхоянского комплекса, а на карте [Tilman, Bogdanov, 1992] поднятие

отнесено к микроконтинентам с фундаментом, перекрытым верхоянским комплексом (Р-Т).

Структура с аналогичным широким развитием туфогенных пород и отдельными потоками андезитов на позднеюрско-рэтском уровне прослеживается и на северо-запад в центральную часть Нелькано-Балыгычанской зоны, глубинное строение которой описано выше. Для зоны характерны широкие и пологие брахиформные и куполовидные складки [State Geological Map..., 2016, 2019].

Кроме описанных характеристик Нелькано-Балыгычанской зоны и зоны Колымской петли, на профилях 2-ДВ и 3-ДВ дешифрируется субгоризонтальная зона слабоинтенсивной сейсмической записи (волновод) также на уровне –20 км и менее выдержанная зона на уровне –10 км (см. рис. 13, а, в; рис. 14; Прил. 1, рис. 1.1). Структура земной коры более информативно отражена на участках прохождения профиля 3-ДВ вкrest структур зон (ПК 2320–2380 и 2570–2700 км) и представлена на первом участке в виде двух серий тектонических блоков, круто падающих на северо-восток, разделенных нижней границей волновода (см. рис. 13, а; Прил. 1, рис. 1.1). Верхние 3–4 км разреза перекрыты субгоризонтальными надвиговыми пластинами, что согласуется с геологическими данными [State Geological Map..., 2016]. Аналогичная картина дешифрируется на втором участке профиля в Нелькано-Балыгычанской зоне, где также выделяются серии достаточно круто погружающихся в северном направлении хорсов, начинающихся от нижней границы волновода. Выше по разрезу также дешифрируются два надвига северной вергентности, отражающие, по-видимому, влияние коллизии окраинно-континентальных структур. Участок профиля от ПК 2380–2570 км проходит субпараллельно простиранию основных структур зоны Колымской петли (см. рис. 7), поэтому блоковая структура на нем не видна, а проявлены несколько глубинных разломов, поперечных структурам зоны.

По классификации геодинамических моделей коллизионного тектогенеза, предложенной в работе [Mladimirov et al., 2003], зона столкновения Сибирского кратона и Колымо-Омолонского микроконтинента выделена в Черский тектонотип в группе коллизии «континент – микроконтинент», согласно которому коллизионным событиям предшествовал отрыв слэба с формированием астеносферного выступа (псевдоплюма) и, как результат, возникновение в коре аномальных температурных градиентов, определивших благоприятные условия для развития гранитоидного магматизма в коллизионную стадию. Об участии в формировании гранитоидов плюмовой составляющей свидетельствуют особенности химического состава меловых гранитоидов упомянутых выше массивов Арга-Ыннах-Хайского и Бургалийского рудно-магматических узлов, которые указывают на наличие постоянно действовавшего внешнего (глубинного) источника, обусловившего поступление дополнительного тепла и богатых U, Th и HREE флюидов, по всей вероятности связанных

с подъемом щелочно-основных диапиров [Trunilina et al., 2019]. С предложенным тектонотипом согласуются данные по трендам составов гранитоидов Главного батолитового пояса [Parfenov, Kuz'min, 2001], которые позволяют предполагать, что формирование магматических очагов началось еще в процессе субдукции с дальнейшим их разрастанием на коллизионном этапе.

Возможные следы астеносферных выступов в коре видны на частотно-энергетических разрезах по профилю 3-ДВ, который дважды пересекает внешнюю часть зоны Колымской петли (см. рис. 3, 7). Повышенное насыщение коры зонами поглощения энергии волн (см. рис. 12, в; Прил. 1, рис. 1.1), формирующими сквозь-коровые колонны, в комплексе с другими геофизическими параметрами позволяет отнести их к зонам интенсивной тектономагматической переработки коры (две зоны выделены розовым цветом на рис. 12, а; Прил. 1, рис. 1.1).

Влиянием верхнемантийных диапиров можно объяснить и возникновение серии аномальных зон сейсмической гомогенизации (прозрачности) подкорового слоя, ярко проявленных на частотном разрезе (см. рис. 12, в; Прил. 1, рис. 1.1). Над первой аномальной зоной (ПК 2100–2230 км) располагается Тас-Кыстабытский гранитоидный пояс, над второй (ПК 2270–2700 км) – массивы Главного батолитового пояса. То есть энергетические источники этих двух крупнейших поясов гранитоидов фиксируются в верхней мантии. По отрицательным аномалиям скорости Р-волн в мантии эти зоны ярко проявлены и на уровне –100 км, прослеживаясь до глубины –220 км (см. рис. 9) [Jakovlev et al., 2012]. Это вполне согласуется с выводами [Tsyganov et al., 2022], что Главный батолитовый пояс относится к плутоническому типу SLIPs. Над данными аномальными зонами располагается крупнейший золото-кварцевый пояс северо-востока Азии – Яно-Колымский [Goryachev, 1998].

6. ВОПРОСЫ ФОРМИРОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КОРЫ ВСНП

По данным [Kashubin et al., 2018a] земная кора практически на всей территории ВСНП отнесена к 8-му подтипу, характеризующемуся нормальной континентальной корой мощностью 35–40 км с разделением на верхнюю и нижнюю кору. И только земная кора узкой Предверхоянской «пограничной зоны» вдоль восточной окраины Сибирского кратона отнесена к подтипу 12 с суммарной мощностью около 55 км, в которой под трехслойной кристаллической корой устойчиво выделяется корово-мантийный слой [Kashubin et al., 2018a].

Вопрос возраста выделяемого по геофизическим данным гранитно-метаморфического слоя в складчатых областях, традиционно считающегося докембрийским, рассмотрен на примере ВСНП [State Geological Map..., 2016]. Авторы связывают образование пород, отвечающих по своим характеристикам гранитно-метаморфическому слою, с процессами метаморфизма

начиная с эпидот-амфиболитовой фации, мигматизации и гранитизации пород любого возраста. Такая интерпретация базируется на данных о возрасте ксенолитов из позднемеловых лампрофировых даек, прорывающих пермские отложения в районе золоторудного месторождения Дегдекан [Akinin et al., 2003]. В дайках обнаружены ксенолиты метатерригенных плагиогнейсов и метаморфических сланцев U-Pb SHRIMP, возраст которых 128–130 млн лет. Здесь же встречены ксенолиты плагиогранитогайсов с U-Pb возрастом 140–142 млн лет, а в ядрах некоторых зерен циркона установлены даты 308 ± 10 , 211 ± 6 , 193 ± 6 млн лет. Два последних значения отвечают соответственно позднему триасу и ранней юре. Появление цирконов с такими датами в дайке среди пермских отложений может быть объяснено только захватом этих зерен из автохтона, сложенного метаморфизованными терригенными породами триаса и юры, формирующими гранитно-метаморфический слой.

Согласно приведенным выше данным о глубинном строении региона, образование коры континентального типа в структурах Центрально-Верхоянской, Нелькано-Балыгычанской зон и зоны Колымской петли связано с масштабными коллизионными процессами, приведшими к формированию мощного орогенного комплекса из осадков верхоянского терригенного комплекса и подстилающих их образований океанической коры. В мелу при участии мантийных источников произошла масштабная мигматизация и гранитизация магматической и осадочной составляющей этого комплекса с формированием коры континентального типа.

Полученные в результате сейсмических исследований данные о глубинном строении центральной части ВСНП и предложенная модель объясняют отсутствие офиолитов позднепалеозойско-мезозойского возраста в регионе сочетанием двух факторов. Первый фактор – неполное закрытие океанического бассейна в коллизионную стадию, возможно из-за изменения направления перемещения Колымо-Омолонского супертеррейна во второй половине мелового периода, приведшее к трансформации надвигов в левосторонние сдвиги [Parfenov, Kuz'min, 2001], наложения процессов растяжения в тылу Восточно-Азиатской активной континентальной окраины (Индибирский пояс растяжения апт-альба и низов верхнего мела) [Parfenov et al., 2003] и Южно-Анжуйской активной окраины [Sokolov, 2019]. Вторым фактором является характер скучивания океанической коры с формированием дуплексов подслаивания, т.е. с погружением чешуй в мантию, и субдукции (пододвигания) дуплекс-системы океанической коры под окраину Сибирского кратона, связанной в том числе с наличием мощного слоя пониженной вязкости в средней части коры (волновода), определяющего горизонтальный вектор тектонических деформаций. Определенную роль в этом сыграло и наличие мощного осадочного чехла.

Предложенный механизм полностью согласуется с данными о доминирующем положении тектонической

расслоенности литосферы молодых океанов с медленносрединговыми хребтами: Атлантического и Индийского, составляющих около половины площади Мирового океана [Raznitsin, 2004]. В данной работе показано, что ансамбли тектонического сгущения литопластин зафиксированы на всей площади океанов – от сводовых частей СОХ до зоны континентальных окраин и тектоническое расслоение океанической литосферы происходит на протяжении всей истории развития молодых океанов.

Вероятно, таким механизмом сгущения и торошения океанической коры можно объяснить «самое значительное открытие сейсмических работ последних лет в Канадском бассейне» по [Arctic Basin..., 2016, с. 249], что на большей его части под осадочным чехлом залегает фундамент, весьма отличающийся по своему характеру от фундамента, сложенного главным образом базальтами типа MORB. Он характеризуется картиной, которая была названа HARP (High-Amplitude Reflection Package – пакет высокоамплитудных отражений). Для пакета характерна мощность 100–300 мс, высокие амплитуды отражений, нечеткие границы. Отражения от слоев ниже HARP отсутствуют, т.е. HARP является акустическим фундаментом. Природа HARP объясняется чередованием в разрезе высоко- и низкоскоростных слоев, т.е. базальтовых покровов или силлов и слоев осадочных пород [Arctic Basin..., 2016].

Аккреционные комплексы аналогичного строения детально описаны для Японии [Fujisaki et al., 2014], Гренландии [Komiya et al., 1999], Англии [Maruyama et al., 2010], а механизм образования дуплекс-структур, состоящих из отдельных «хорсов», предложен в статье [Isozaki et al., 1990]. Способ геологического картирования таких дуплекс-систем с выделением «хорсов» даже запатентован [Safonova et al., 2018].

Аналогичные дуплекс-структуры, но в верхней половине коры, в основании верхоянского терригенного комплекса, предполагаются практически на всем протяжении структур форланда ВСНП [Parfenov, Kuz'min, 2001; Vasiliev, Prokopyev, 2012]. Такое параллельное расположение дуплекс-структур в верхней и нижней части коры является необходимым условием при фронтальном сближении окраины Сибирского кратона с Колымо-Омолонским супертеррейном.

Исходя из предложенной модели строения ВСНП, выделены три сутурные зоны, ограничивающие структуры остаточного палеоокеанического бассейна Центрально-Верхоянской зоны (см. рис. 3). Первая, как и в работе [Metelkin et al., 2014], проведена по фронтальным надвиговым структурам ВСНП, отделяющим Приверхоянский краевой прогиб и нижележащие комплексы Сибирской платформы от структур ВСНП. На профиле 3-ДВ эта сутура представлена Окраинным и Эбейке-Хаятинским надвигами (см. рис. 8, а; Прил. 1, рис. 1.1). На северо-востоке Центрально-Верхоянская зона от структур кратона Арктида отделяется Новосибирско-Ляховско-Южно-Ануйской сутурой (см. рис. 3). Третья сутура проходит по внешней границе

Колымо-Омолонского супертеррейна, представленного структурами аккреционного клина и преддугового прогиба Уяндино-Ясачненской палеоостроводужной системы, так как эти надсубдукционные структуры уже не относятся к океаническим. Предлагается назвать ее сутурой Колымской петли.

Предложенная для ВСНП модель формирования континентальной коры на месте океанического бассейна увязывается с уникальной металлогенической специализацией региона на благородные и редкие металлы, объясняя источник рудного вещества, механизм его извлечения и транспортировки к поверхности, локализацию коренных и россыпных месторождений. Здесь лишь отметим, что для Яно-Колымского золоторудного пояса устанавливаются признаки мантийного воздействия [Goryachev, 2014], а совокупность геохимических данных указывает на смешанный мантийно-коровый источник золота и рудообразующих металлов, что позволяет предполагать участие субдуцированных пород Оймяконского малого океанического бассейна в рудообразовании [Fridovsky et al., 2020]. Первые данные по изотопии рутения Ru-Os-Ir(\pm Pt) сплавов Витватерсрандского бассейна соответствуют, в пределах погрешности, средним значениям для океанической мантии [Badanina et al., 2018]. Вмещающий крупнейшее золоторудное месторождение мира Сухой Лог Аkitканский складчатый пояс также сложен серией пород, относимой к образованиям океанического бассейна [Wood, Popov, 2006].

7. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложен вариант геотектонической реконструкции ВСНП на позднемезозойский период, увязанный с наиболее яркими особенностями как геопотенциальных полей по результатам их районирования, так и с отражением глубинного строения региона, полученного по авторской методике StreamSDS по опорному геофизическому профилю 3-ДВ.

Структуры внешней зоны ВСНП, подстилаемые опущенной окраиной платформы, выделены в Западно-Верхоянскую зону, структуры внутренней зоны пояса с корой океанического типа в основании выделены в Центрально-Верхоянскую зону и структуры тыловой зоны, сформированные комплексами Оймяконского палеоокеана в зоне субдукции Уяндино-Ясачненской островной дуги, выделены в зону Колымской петли и Нелькано-Балыгычанскую зону.

Сделан вывод о том, что, наряду с субдукцией под Уяндино-Ясачненскую островную дугу, океаническая кора Оймяконского океана в коллизионную стадию была пододвинута под прилегающие структуры Сибирской платформы, что привело к наращиванию снизу земной коры пограничных структур платформы на 5–10 км.

В развитии Уяндино-Ясачненской островодужной системы выделены два этапа, связанные с блокировкой зоны субдукции и перескоком ее в сторону Оймяконского океана. Следы зон палеосубдукции и блокирующих

структур хорошо читаются на опорных сейсмических профилях. Структуры аккреционной призмы и преддугового прогиба ранней зоны субдукции выделены в зону Колымской петли, а структуры, формирующие аккреционную призму над более поздней зоной субдукции, выделены в Нелькано-Балыгычанскую зону. Уяндино-Ясачненская островодужная система в такой трактовке имеет большее площадное распространение и более сложную историю развития.

Под аккреционными структурами Нелькано-Балыгычанской зоны и зоны Колымской петли выделены две аномальные области сейсмической гомогенизации (прозрачности) подкорового слоя, которые увязываются со следами воздействия вернемантийных диапиров. Над первой аномальной зоной, расположенной под Нелькано-Балыгычанской зоной, располагаются массивы Тас-Кыстабытского гранитоидного пояса, над второй, в зоне Колымской петли, размещаются массивы Главного батолитового пояса. То есть энергетические источники этих двух крупнейших поясов гранитоидов располагаются в верхней мантии.

В области столкновения платформы с ВСНП выделены две зоны активных внутрикоровых процессов, приведших к активизации верхней мантии на этих участках. Первая связана с коллизионным расслоением коры ВСНП жестким краем платформы и поддвигом ее нижнего слоя под платформу на глубину до 60–70 км. Вторая связана с участком максимального изгиба края платформы, вызвавшим подъем ее нижней границы до глубины 40 км и нарушения сплошности пород на всю мощность коры. В обоих случаях создались аномальные P-T условия внутри коры и в подстилающей мантии, приведшие к тектономагматической переработке коры этих участков, хорошо фиксируемые на скоростных сейсмических разрезах.

Предложена модель формирования континентальной коры ВСНП за счет как широкого проявления субдукционных процессов, так и масштабных коллизионных процессов, приведших к образованию мощного аккреционно-орогенного комплекса из осадков верхоянского терригенного комплекса и подстилающих их образований океанической коры Оймяконского палеоокеана. Массовая гранитизация этого комплекса в меловой период завершила формирование коры континентального типа на месте структур Оймяконского палеоокеана.

Показано сходство механизма формирования коры ВСНП с обстановками, наблюдаемыми в современных океанических структурах. Дано объяснение отсутствия офиолитов позднепалеозойско-мезозойского возраста в структурах ВСНП.

Отсутствие жесткого кристаллического фундамента, тонкая и деформируемая литосфера в основании Центрально-Верхоянской, Нелькано-Балыгычанской зон и зоны Колымской петли послужили причиной того, что в кайнозой именно эти позднемезозойские структуры стали проводниками процессов деструкции литосферы при продвижении рифтовой системы

Евразийского океанического бассейна через структуры северо-востока Евразии.

8. БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают искреннюю признательность академику РАН М.И. Кузьмину и членам-корреспондентам РАН А.Н. Диденко и Д.В. Метёлкину, а также анонимным рецензентам за ценные советы и замечания, позволившие логичнее увязать геологическое строение региона с его глубинным строением.

9. ЗАЯВЛЕННЫЙ ВКЛАД АВТОРОВ / CONTRIBUTION OF THE AUTHORS

Авторы внесли эквивалентный вклад в подготовку рукописи, прочли и одобрили финальную версию перед публикацией.

Both authors made an equivalent contribution to this article, read and approved the final manuscript.

10. РАСКРЫТИЕ ИНФОРМАЦИИ / DISCLOSURE

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов, связанного с этой рукописью.

Both authors declare that they have no conflicts of interest relevant to this manuscript.

11. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

Akinin V.V., Prokopyev A.V., Toro H., Miller E.L., Wooden J., Goryachev N.A., Alshevsky A.V., Bakharev A.G., Trunilina V.A., 2009. U-Pb SHRIMP Ages of Granitoides from the Main Batholith Belt (North East Asia). *Doklady Earth Sciences* 426, 605–610. <https://doi.org/10.1134/S1028334X09040217>.

Akinin V.V., Voroshin S.V., Gelman M.L., Leonova V.V., Miller E.L., 2003. SHRIMP Dating of Metamorphic Xenoliths from Lamprophyre at the Degdekan Gold Deposit: Towards the History of Transformation of the Continental Crust in the Ayan-Yuryakh Anticlinorium (Yano-Kolyma Folded System). In: *Geodynamics, Magmatism and Minerageny of the Continental Margins of the North Pacific. Proceedings of the All-Russia Meeting (June 03–06, 2003)*. Vol. 2. North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, p. 142–146 (in Russian) [Акинин В.В., Ворошин С.В., Гельман М.Л., Леонова В.В., Миллер Э.Л. SHRIMP датирование метаморфических ксенолитов из лампрофира на золоторудном месторождении Дегдекан: к истории преобразования континентальной земной коры в Аян-Юряхском антиклинории (Яно-Колымская складчатая система) // Геодинамика, магматизм и минерогения континентальных окраин севера Пацифики: Материалы Всероссийского совещания (03–06 июня 2003 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2003. Т. 2. С. 142–146].

Arctic Basin (Geology and Morphology), 2016. VNI Okeangeologia, Saint Petersburg, 291 p. (in Russian) [Арктический бассейн (геология и морфология). СПб.: ВНИИ Океангеология, 2016. 291 с.].

Aristov V.V., 2019. Spatial Regularities of Localization of Gold Ore Occurrences in the Yana-Kolyma Province. *Russian*

Geology and Geophysics 60 (8), 876–889. <https://doi.org/10.15372/RGG2019060>.

Badanina I.Yu., Malich K.N., Hiller V.V., Antonov A.V., Kapitono I.N., Dale K., Pukhtel I.S., Birmingham K.R., Merkle R.K.V., 2018. Genesis of Late Archean Ru-Os-Ir Alloys and Sulfides of the Witwatersrand (South Africa). In: Methods and Geological Results of the Study of Isotopic Geochronometric Systems of Minerals and Rocks. Proceedings of the Materials of the 7th Russian Conference on Isotope Geochronology (June 5–7, 2018). IGEM RAS, Moscow, p. 44–46 (in Russian) [Баданина И.Ю., Малич К.Н., Хиллер В.В., Антонов А.В., Капитонов И.Н., Дэйл К., Пухтель И.С., Бермингам К.Р., Меркле Р.К.В. Генезис позднеархейских Ru-Os-Ir сплавов и сульфидов Витватерсранда (Южная Африка) // Методы и геологические результаты изучения изотопных геохронометрических систем минералов и пород: Материалы 7-й российской конференции по изотопной геохронологии (5–7 июня 2018 г.). М.: ИГЕМ РАН, 2018. С. 44–46].

Biakov A.S., 2010. Zonal Stratigraphy, Event Correlation, Paleobiogeography of the Permian of Northeast Asia (Based on Bivalves). North-East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, 262 p. (in Russian) [Бяков А.С. Зональная стратиграфия, событийная корреляция, палеобиогеография перми северо-востока Азии (по двустворчатым моллюскам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2010. 279 с.].

Bondarenko G.E., Morozov O.L., Kravchenko-Berezhnoy I.R., Khudolei A.K., Silantyev S.A., 2000. Tectonics of the Pylgin Suture Zone (Taigonos Peninsula, Northeast Asia). Russian Journal of Earth Sciences 2 (1), 69–91 (in Russian) [Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Кравченко-Бережной И.Р., Худoley А.К., Силантьев С.А. Тектоника Пылгинской шовной зоны (п-ов Тайгонос, северо-восток Азии) // Российский журнал Наук о Земле. 2000. Т. 2. № 1. С. 69–91].

Didenko A.N., Bondarenko G.Ye., Sokolov S.D., Kravchenko-Berezhnoy I.R., 2002. Jurassic-Cretaceous History of the Omolon Massif, Northeastern Russia: Geologic and Paleomagnetic Evidence. In: E.L. Miller, A. Grantz, S.L. Klemperer (Eds), Tectonic Evolution of the Bering Shelf–Chukchi Sea–Arctic Margin and Adjacent Landmasses. Geological Society of America 360, p. 225–241. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2360-4.225>.

Didenko A.N., Kaplun V.B., Malyshev Yu.F., Shevchenko B.F., 2010. Lithospheric Structure and Mesozoic Geodynamics of the Eastern Central Asian Fold Belt. Russian Geology and Geophysics 51 (5), 492–506. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2010.04.006>.

Dobretsov N.L., Ermolov P.V., Khomyakov V.D., 1979. Ophiolites and Basement Composition of the Axial Part of the Zaisan Geosyncline. In: Yu.A. Kuznetsov (Ed.), Basite and Ultrabasite Complexes of Siberia. Iss. 441. Nauka, Novosibirsk, p. 196–219 (in Russian) [Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири / Ред. Ю.А. Кузнецов. Новосибирск: Наука, 1979. Вып. 441. С. 196–219].

Fridovsky V.Yu., Polufuntikova L.I., Kudrin M.V., 2020. Characteristics, Origin and Geodynamic Position of Gold Deposits of the Yano-Kolyma Belt, North-East of Russia. In: Rock-, Mineral- and Ore Formation: Achievements and Prospects of Research. IGEM RAS, Moscow, p. 235–237 (in Russian) [Фридовский В.Ю., Полуфунтикова Л.И., Кудрин М.В. Характеристика, происхождение и геодинамическая позиция золоторудных месторождений Яно-Колымского пояса, северо-восток России // Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. М.: ИГЕМ РАН, 2020. С. 235–237].

Fridovsky V.Yu., Vernikovskaya A.E., Yakovleva K.Yu., Rodionov N.V., Travin A.V., Matushkin N.Yu., Kadilnikov P.I., 2022. Geodynamic Formation Conditions and Age of Granitoids from Small Intrusions in the West of the Yana-Kolyma Gold Belt (Northeast Asia). Russian Geology and Geophysics 63 (4), 483–50. <https://doi.org/10.2113/RGG20214442>.

Fujisaki W., Isozaki Y., Maki K., Sakata S., Hirata T., Maruyama S., 2014. Age Spectra of Detrital Zircon of the Jurassic Clastic Rocks of the Minotamba AC Belt in SW Japan: Constraints to the Provenance of the Mid-Mesozoic Trench in East Asia. Journal of Asian Earth Sciences 88, 62–73. <https://doi.org/10.1016/j.jseae.2014.02.006>.

Fujita K., Koz'min B.M., Mackey K.G., Riege S.A., McLean M.S., Imaev V.S., 2009. Seismotectonics of the Chersky Seismic Belt, Eastern Sakha Republic (Yakutia and Magadan District, Russia). In: D.B. Stone, K. Fujita, P.W. Layer, E.L. Miller, A.V. Prokopyev, J. Toro (Eds), Geology, Geophysics and Tectonics of Northeastern Russia: A Tribute to L. Parfenov. Stephan Mueller Special Publication Series 4, 117–145. <https://doi.org/10.5194/smsps-4-117-2009>.

Galuev V.I., Kaplan S.A., Nikitin A.A., 2009. Technology for Creating Physical and Geological Models of the Earth's Crust According to Regional Profiles Based on Geoinformation Systems. Geosystem Publishing, Moscow, 236 p. (in Russian) [Галуев В.И., Каплан С.А., Никитин А.А. Технология создания физико-геологических моделей земной коры по региональным профилям на основе геоинформационных систем. М.: ВНИИгеосистем, 2009. 236 с.].

Geological Map of the USSR, 1986. Scale 1:1000000 (New Series). Sheet Q-54-55 (Honuu). VSEGEI Publishing House, Leningrad (in Russian) [Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1000000 (новая серия). Лист Q-54-55 (Хонуу). Л.: ВСЕГЕИ, 1986].

Gertseva M.V., Sysoyev I.V., Luchitskaya M.V., Sokolov S.D., 2021. The Stages of Formation of the Main Batholite Belt, Northeast Russia: U-Th-Pb SIMS and Ar-Ar Geochronological Data. Doklady Earth Sciences 499, 533–537. <https://doi.org/10.1134/S1028334X21070059>.

Gornov P.Yu., 2016. Thermal Field of the Continental Margins of East Asia. In: Tectonics, Deep Structure and Mineralogy of East Asia. The IX Kosygin Readings. Materials of the All-Russia Conference (September 13–15, 2016). Kosygin Institute of Tectonics and Geophysics FEB RAS, Khabarovsk, p. 18–21 (in Russian) [Горнов П.Ю. Тепловое поле континентальных окраин востока Азии // Тектоника, глубинное строение и минерагения востока

Азии. IX Косыгинские чтения: Материалы Всероссийской конференции (13–15 сентября 2016). Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2016. С. 18–21].

Goryachev N.A., 1998. Geology of Mesozoic Gold Quartz Vein Belts in Northeastern Asia. North East Interdisciplinary Scientific Research Institute FEB RAS, Magadan, 210 p. (in Russian) [Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцевых жильных поясов северо-востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.].

Goryachev N.A., 2014. Noble-Metal Ore Genesis and Mantle-Crust Interaction. Russian Geology and Geophysics 55 (2), 252–258. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2014.01.009>.

Goshko E.Yu., Efimov A.S., Sal'nikov A.S., 2014. The Recent Structure and the Assumed History of Formation of the Crust in the South-Eastern Segment of the North Asian Craton along Reference Profile 3-DV. Geodynamics & Tectonophysics 5 (3), 785–798 (in Russian) [Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго-востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 3. С. 785–798]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-3-0155>.

Goshko E.Yu., Markov V.M., Strazhnikova I.N., Sagaidachnaya O.M., Salnikov A.S., 2008. Method for Seismic Data Processing. A Patent on Invention № RU 2324205 C1 of May 10, 2008. ROSPATENT (in Russian) [Гошко Е.Ю., Марков В.М., Стражникова И.Н., Сагайдачная О.М., Сальников А.С. Способ обработки сейсмических данных: Патент на изобретение № RU 2324205 C1 от 10.05.2008. РОСПАТЕНТ, 2008].

Goshko E.Yu., Sal'nikov A.S., Migurskij A.V., 2011. Frequency-Dependent Energy Analysis of CDP Seismic Sections for Geological Interpretation. Russian Geophysics 1, 32–39 (in Russian) [Гошко Е.Ю., Сальников А.С., Мигурский А.В. Частотно-зависимый энергетический анализ глубинных сейсмических разрезов МОГТ для геологической интерпретации // Геофизика. 2011. № 1. С. 32–39].

Gravimetric Map of Russia and Adjacent Water Areas, 2016. Updated Version of the Base Map "Gravimetric Map of the USSR". Scale 1:250000. Bouguer Reduction ($\sigma = 2.67 \text{ g/cm}^3$). VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg (in Russian) [Гравиметрическая карта России и прилегающих акваторий. Актуализированная версия базовой карты «Гравиметрическая карта СССР». Масштаб 1:250000. Редукция Буге ($\sigma = 2.67 \text{ г/см}^3$). СПб.: ВСЕГЕИ, 2016].

Grinenko V.S., Prokopyev A.V., 2017. Verkhojansk Terrigenous Complex of the Kuranakh Anticlinorium: Stratons of Basal Horizons, Their Structure and Productivity (Verkhoyansk–Kolyma Folded Region). In: Geology and Mineral Resources of the North-Eastern Regions of Russia. Materials of the VII All-Russia Scientific and Practical Conference Dedicated to the 60th Anniversary of the Institute of Diamond and Precious Metal Geology SB RAS (April 05–07, 2017). Vol. 2. Publishing House of the North-Eastern Federal University,

Yakutsk, p. 75–82 (in Russian) [Гриненко В.С., Прокопьев А.В. Верхоянский терригенный комплекс Куранахского антиклинория: стратоны базальных горизонтов, их структура и продуктивность (Верхояно-Колымская складчатая область) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы VII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 60-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН (05–07 апреля 2017 г.). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2017. Т. 2. С. 75–82].

Imaeva L.P., Imaev V.S., Kozmin B.V., 2015. Structural-Dynamic Model of Composite Segments of the Chersky Seismotectonic Zone (Continental Part of the Arctic-Asian Seismic Belt). Science and Education 1, 22–30 (in Russian) [Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. Структурно-динамическая модель составных сегментов сейсмотектонической зоны Черского (континентальная часть Арктико-Азиатского сейсмического пояса) // Наука и образование. 2015. №1. С. 22–30].

Isozaki Y., Maruyama S., Fukuoka F., 1990. Accreted Oceanic Materials in Japan. Tectonophysics 181 (1–4), 179–205. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(90\)90016-2](https://doi.org/10.1016/0040-1951(90)90016-2).

Jakovlev A.V., Bushenkova N.A., Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L., 2012. Structure of the Upper Mantle in the Circum-Arctic Region from Regional Seismic Tomography. Russian Geology and Geophysics 53 (10), 963–971, <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2012.08.001>.

Kanygin A.V., Gonta T.V., Timokhin A.V., 2020. The Origin of Paleozoic Terranes in Northeastern Asia: Geologic Evidence for Rifting of the Pericratonic Margin of the Siberian Palecontinent and for Migration of Its Fragments. Russian Geology and Geophysics 61 (11), 1197–1211. <https://doi.org/10.15372/RGG2019140>.

Kashubin S.N., Petrov O.V., Milshtein E.D., Androsov E.A., Vinokurov I.Yu., Shokalsky S.P., 2018a. Crustal Types of Central and Northeast Asia, Far Eastern and Arctic Continent – Ocean Transition Ares. Regional Geology and Metallogeny 73, 6–18 (in Russian) [Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Шокальский С.П. Типы земной коры Центральной и Северо-Восточной Азии, дальневосточной и арктической областей перехода континент – океан // Региональная геология и металлогения. 2018. № 73. С. 6–18].

Kashubin S.N., Petrov O.V., Milshtein E.D., Kudryavtsev I.V., Androsov E.A., Vinokurov I.Yu., Tarasova O.A., Erinchek Yu.M., 2018b. Deep Structure of the Earth's Crust and Upper Mantle in Northeastern Eurasia. Regional Geology and Metallogeny 76, 9–21 (in Russian) [Кашубин С.Н., Петров О.В., Мильштейн Е.Д., Кудрявцев И.В., Андросов Е.А., Винокуров И.Ю., Тарасова О.А., Эринчек Ю.М. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо-Восточной Евразии // Региональная геология и металлогения. 2018. № 76. С. 9–21].

Khain V.E., Lomize M.G., 1995. Geotectonics and Fundamentals of Geodynamics. Moscow State University, Moscow, 480 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ, 1995. 480 с.].

Khain V.E., Lomize M.G., 2005. Geotectonics with Fundamentals of Geodynamics. University Book House, Moscow, 500 p. (in Russian) [Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. М.: Книжный дом «Университет», 2005. 500 с.].

Khanchuk A.I. (Ed.), 2006. Geodynamics, Magmatism and Metallogeny of the Eastern Regions of Russia. Book 1. Dal'nauka, Vladivostok, 572 p. (in Russian) [Геодинамика, магматизм и металлогения востока России / Ред. А.И. Ханчук. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.].

Kiselev A.I., Yarmolyuk V.V., 2019. Early Jurassic Magmatism of the Kobayumi Graben System (Verkhoyansk Framing of the Siberian Craton) and Its Geodynamic Nature. Doklady Earth Sciences 484, 124–128. <https://doi.org/10.1134/S1028334X19020120>.

Komiya T., Maruyama S., Masuda T., Nohda S., Hayashi M., Okamoto K., 1999. Plate Tectonics at 3.8–3.7 Ga: Field Evidence from the Isua Accretionary Complex, Southern West Greenland. Journal of Geology 107 (5), 515–554. <https://doi.org/10.1086/314371>.

Kostin A.V., 2022. Volcanic Features of IOCG Mineralization in Kildyam Volcanic Complex of Central Yakutia (Russia). Arctic and Subarctic Natural Resources 27 (4), 32–45. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2022-27-1-32-45>.

Kouzina A.M., 2019. On the Fluid Zonality of the Consolidated Earth's Crust According to CDPM-DSS Acquisition. Part 2. The Continental Crust (Water Content). Actual Problems of Oil and Gas 1 (24), 1–23 (in Russian) [Кузина А.М. О флюидной зональности консолидированной земной коры по данным наблюдений МОГТ-ГСЗ Часть 2. Континентальная кора (водосодержание) // Актуальные проблемы нефти и газа. 2019. Вып. 1. № 24. С. 1–23]. <https://doi.org/10.29222/ipng.2078-5712.2019-24.art3>.

Kruk N.N., 2015. Continental Crust in Gorny Altai: Stages of Formation and Evolution; Indicative Role of Granitoids. Russian Geology and Geophysics 56 (8), 1097–1113. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2015.07.001>.

Mackey K.G., Fujita K., Hartse H.E., Stead R.J., Steck L.K., Gunbina L.V., Leyshuk N., Shibaev S.V. et al., 2010. Seismicity Map of Eastern Russia, 1960–2010. Seismological Research Letters 81 (5), 761–768. <https://doi.org/10.1785/gssrl.81.5.761>.

Map of the Anomalous Magnetic Field of Russia and Adjacent Water Areas, 2016. (Updated Version). The 1965 Era. (The VSEGEI Model). Scale 1:2500000. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg (in Russian) [Карта аномального магнитного поля России и прилегающих акваторий (Актуализированная версия). Эпоха 1965 г. (Модель ВСЕГЕИ). Масштаб 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016].

Maruyama S., Kawai T., Windley B.F., 2010. Ocean Plate Stratigraphy and Its Imbrication in an Accretionary Orogen: The Mona Complex, Anglesey-Lleyn, Wales, UK. Geological Society, London, Special Publications 338, 55–75. <https://doi.org/10.1144/SP338.4>.

Metelkin D.V., Vernikovskiy V.A., Tolmacheva T.Yu., Matushkin N.Yu., Zhdanova A.I., 2014. First Paleomagnetic Data

for the Early Paleozoic Deposits of New Siberian Islands: Concerning the Formation of the South Anyui Suture and Tectonic Reconstruction of Arctida. Lithosphere 3, 11–31 (in Russian) [Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Толмачева Т.Ю., Матушкин Н.Ю., Жданова А.И. Первые палеомагнитные данные для раннепалеозойских отложений Новосибирских островов (Восточно-Сибирское море): к вопросу формирования Южно-Ануйской сутуры и тектонической реконструкции Арктиды // Литосфера. 2014. № 3. С. 11–31].

Mints M.V., Sokolova E.Yu., LADOGA Working Group, 2018. 3D Model of the Deep Structure of the Svecofennian Accretionary Orogen Based on Data from CDP Seismic Reflection Method, MT Sounding and Density Modeling. Proceedings of KSC RAS 2, 34–61 (in Russian) [Миц М.В., Сокколова Е.Ю., рабочая группа Ладога. Объемная модель глубинного строения Свекофеннского аккреционного орогена по данным МОБ-ОГТ, МТЗ и плотностного моделирования // Труды КНЦ РАН. 2018. № 2. С. 34–61]. <https://doi.org/10.17076/geo656>.

Mitrofanov N.P., 2018. Geodynamic Problems of Metallogeny of Tin, Tungsten, Molybdenum. National Geology 6, 3–13 (in Russian) [Митрофанов Н.П. Геодинамические проблемы металлогении олова, вольфрама, молибдена // Отечественная геология. 2018. № 6. С. 3–13]. <https://doi.org/10.24411/0869-7175-2018-10022>.

Moyen J.-F., Paquette J.-L., Ionov D.A., Gannoun A., Korsakov A.V., Golovin A.V., Moine B.N., 2017. Paleoproterozoic Rejuvenation and Replacement of Archaean Lithosphere: Evidence from Zircon U-Pb Dating and Hf Isotopes in Crustal Xenoliths at Udachnaya, Siberian Craton. Earth and Planetary Science Letters 457, 149–159. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.046>.

Ovalle J.T., La Cruz N.L., Reich M., Barra F., Simon A.C., Konecke B.A., Rodriguez-Mustafa M.A., Deditius A.P., Childress T.M., Morata D., 2018. Formation of Massive Iron Deposits Linked to Explosive Volcanic Eruptions. Scientific Reports 8, 14855. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-33206-3>.

Oxman V.S., 2000. Tectonics of Chersky Collision Belt (North-East Asia). GEOS, Moscow, 269 p. (in Russian) [Окман В.С. Тектоника коллизионного пояса Черского (северо-восток Азии). М.: ГЕОС, 2000. 269 с.].

Parfenov L.M., Berzin N.A., Khanchuk A.I., Badarch G., Belichenko V.G., Bulgatov A.N., Dril S.I., Kirillova G.L. et al., 2003. Model of the Formation of Orogenic Belts in Central and North-East Asia. Pacific Geology 22 (6), 7–41 (in Russian) [Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л. и др. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7–41].

Parfenov L.M., Kuzmin M.I. (Eds), 2001. Tectonics, Geodynamics and Metallogeny of the Sakha Republic (Yakutia). МАИК Наука/Interperiodica, Moscow, 571 p. (in Russian) [Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Ред. Л.М. Парфенов, М.И. Кузьмин. М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. 571 с.].

Petrishchevsky A.M., 2015. Kolyma-Omolon Plate is a Separate Lithospheric Segment. *Regional Problems* 18 (1), 3–20 (in Russian) [Петрищевский А.М. Колымо-Омолонская плита – обособленный литосферный сегмент // Региональные проблемы. 2015. Т. 18. № 1. С. 3–20].

Petrov O.V. (Ed.), 2016. Geological Map of Russia and Adjacent Water Areas. Scale 1:2500000. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg (in Russian) [Геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2500000 / Ред. О.В. Петров. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016].

Piskarev A.L., Manukhova A.V., Chernyshev M.Yu., 1997. Geodynamic System of the Laptev Sea According to the Analysis of Gravitational and Magnetic Anomalies. *Doklady Earth Sciences* 354 (2), 230–233 (in Russian) [Пискарев А.Л., Манухова А.В., Чернышев М.Ю. Геодинамическая система моря Лаптевых по данным анализа гравитационных и магнитных аномалий // Доклады АН. 1997. Т. 354. № 2. С. 230–233].

Polyansky P.O., Salnikov A.S., Emanov A.F., Zhabin V.V., 2017. Head Wave Time Sections of the Upper Earth's Crust along the Survey Base Line 3-DV (Northwestern Block). *Geology and Mineral Resources of Siberia* 2, 112–122 (in Russian) [Полянский П.О., Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В. Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле 3-ДВ (северо-западный участок) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. 2017. № 2. С. 112–122].

Prokopyev A.V., Borisenko A.S., Gamyani G.N., Fridovsky V.Yu., Kondrat'eva L.A., Anisimova G.S., Trunilina V.A., Vasyukova E.A., Ivanov A.I., Travin A.V., Koroleva O.V., Vasiliev D.A., Ponomarchuk A.V., 2018a. Age Constraints and Tectonic Settings of Metallogenic and Magmatic Events in the Verkhoyansk–Kolyma Folded Area. *Russian Geology and Geophysics* 59 (10), 1237–1253. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2018.09.004>.

Prokopyev A.V., Ershova V.B., Stockli D.F., 2019. Provenance of the Devonian–Carboniferous Clastics of the Southern Part of the Prikolyma Terrane (Verkhoyansk–Kolyma Orogen) Based on U–Pb Dating of Detrital Zircons. *GFF* 141 (4), 272–278. <https://doi.org/10.1080/11035897.2019.1621373>.

Prokopyev A.V., Fridovsky V.Yu., Gaiduk V.V., 2004. Faults. Morphology, Geometry and Kinematics. Textbook. Yakutsk Branch of the Publishing House of SB RAS, Yakutsk, 148 p. (in Russian) [Прокопьев А.В., Фридовский В.Ю., Гайдук В.В. Разломы. Морфология, геометрия и кинематика. Учебное пособие. Якутск: ЯФ Изд-ва СО РАН, 2004. 148 с.].

Prokopyev A.V., Toro J., Miller E.L., 2018b. Late Paleozoic–Mesozoic Paleogeography of South-Verkhoyansk Region from U–Pb Dating of Detrital Zircons. *Arctic and Subarctic Natural Resources* 26 (4), 5–15 (in Russian) [Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л. Позднепалеозойско-мезозойская палеогеография Южного Верхоянья по данным U–Pb датирования обломочных цирконов // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2018. Т. 26. № 4. С. 5–15].

Raznitsin Yu.N., 2004. Tectonic Delamination of the Lithosphere of the Young Oceans and Paleobasins. *Proceedings of GIN RAS*. Iss. 560. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian)

[Разницын Ю.Н. Тектоническая расслоенность молодых океанов и палеобассейнов // Труды ГИН РАН. М.: Наука, 2004. Вып. 560. 270 с.].

Safonova I.Yu., Savinsky I.A., Khanchuk A., Maruyama Sh., Obut O.T., 2018. Method of Geological Mapping of Accretive Complexes. A Patent on Invention № RU 2667329 C1 of September 18, 2018. ROSPATENT (in Russian) [Сафонова И.Ю., Савинский И.А., Ханчук А., Маруяма Ш., Обут О.Т. Способ геологического картирования аккреционных комплексов: Патент на изобретение № RU 2667329 C1 от 18.09.2018. РОСПАТЕНТ, 2018].

Şengör A.M.C., Natal'in B.A., 1996. Paleotectonics of Asia: Fragments of a Synthesis. In: A. Yin, M. Harrison (Eds), *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 486–640.

Sokolov S.D., 2019. Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Chukotka Folded Region: From Ocean to Continent. In: *Geodynamic Evolution of the Lithosphere of the Central Asian Mobile Belt (from Ocean to Continent)*. Proceedings of Scientific Meeting (October 15–18, 2019). Iss. 17. IEC SB RAS, Irkutsk, p. 111–113 (in Russian) [Сokolov С.Д. Геодинамическая эволюция литосферы Чукотской складчатой области: от океана к континенту // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы научного совещания по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН (15–18 октября 2019 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2019. Вып. 17. С. 261–262].

Solov'ev V.M., Seleznev V.S., Sal'nikov A.S., Shibaev S.V., Timofeev V.Yu., Liseikin A.V., Shenmaier A.E., 2016. Deep Seismic Structure of the Boundary Zone between the Eurasian and Okhotsk Plates in Eastern Russia (along the 3-DV Deep Seismic Sounding Profile). *Russian Geology and Geophysics* 57 (11), 1613–1625. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2016.10.007>.

State Geological Map of the Russian Federation, 1999. New Series. Scale 1:1000000. Sheets P-54-55 (Oumyakon), O-55. Saint Petersburg, VSEGEI Publishing House (in Russian) [Сурмилова Е.П., Корольков В.Г. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Новая серия. Масштаб 1:1000000. Листы P-54-55 (Оймьякон), O-55. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 1999].

State Geological Map of the Russian Federation, 2008. Verkhoyansk-Kolyma Series. Scale 1:1000000. Sheet P-56 (Seimchan). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 426 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000000. Лист P-56 (Сеймчан): Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2008. 426 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2013. Verkhoyanskaya Series. Scale 1:200000. Sheets Q-55-XXXI, XXXII (Artyk). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 266 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхоянская. Масштаб 1:200000. Листы Q-55-XXXI, XXXII (Артык): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2013. 266 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2016. Verkhoyansk-Kolyma Series. Scale 1:1000000. Sheet P-55 (Susuman). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 522 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000000. Лист P-55 (Сусуман): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2016. 522 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2019. Verkhoyansk-Kolyma Series. Scale 1:1000000. Sheet Q-54 (Ust-Nera). Explanatory Note. VSEGEI Publishing House, Saint Petersburg, 845 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000000. Лист Q-54 (Усть-Нера): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2019. 845 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2020a. Yana-Indigirka Series. Scale 1:200000. Sheet Q-54-II (Oyosordokh River). Explanatory Note. Moscow Branch of VSEGEI, Moscow, 122 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Яно-Инди-гирская. Масштаб 1: 200000. Лист Q-54-II (р. Ойосордох): Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2020. 122 с.].

State Geological Map of the Russian Federation, 2020b. Verkhoyansk-Kolyma Series. Scale 1:1000000. Sheet R-53 (Nizhneyansk). Explanatory Note. Saint Petersburg, VSEGEI Publishing House, 320 p. (in Russian) [Государственная геологическая карта Российской Федерации. Серия Верхояно-Колымская. Масштаб 1:1000000. Лист R-53 (Нижнеяно-Колымская): Объяснительная записка. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2020. 320 с.].

Suvorov V.D., Melnik E.A., 2021. Transition Zone from the Siberian Craton to the Verkhoyansk-Kolyma Folded System According to Seismic Data (Reference 3-DV Profile). *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 57, 864–877. <https://doi.org/10.1134/S1069351321060100>.

Tilman S.M., Bogdanov N.A., 1992. Tectonic Map of the Northeast Asia. Scale 1:5000000. Committee on Geodesy and Cartography of the Russian Federation (in Russian) [Тильман С.М., Богданов Н.А. Тектоническая карта северо-востока Азии. Масштаб 1:5000000. Комитет по геодезии и картографии РФ, 1992].

Tretyakov F.F., 2011. Cleavage of Black Shale and Structural Stages in the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt. *National Geology* 5, 28–32 (in Russian) [Третьяков Ф.Ф. Кливаж черносланцевых толщ и структурные ярусы Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2011. № 5. С. 28–32].

Tretyakov F.F., 2017. Some Structural Features of the Consolidated Crust of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt. *National Geology* 5, 116–122 (in Russian) [Третьяков Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато-надвигового пояса // Отечественная геология. 2017. № 5. С. 116–122].

Tretyakov F.F., 2019. Terranes of the Verkhoyansk Fold-and-Thrust Belt, East Yakutia. *Arctic and Subarctic Natural Resources* 24 (4), 67–78 (in Russian) [Третьяков Ф.Ф.

Террейны Верхоянского складчато-надвигового пояса (Восточная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2019. Т. 24. № 4. С. 67–78]. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2019-24-4-5>.

Tretyakov F.F., 2022. Tectonics of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoid System (Eastern Yakutia). *Arctic and Subarctic Natural Resources* 27 (2), 181–194 (in Russian) [Третьяков Ф.Ф. Тектоника Верхояно-Колымской системы мезозойда (Восточная Якутия) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2022. Т. 27. № 2. С. 181–194]. <https://doi.org/10.31242/2618-9712-2022-27-2-181-194>.

Tretyakov F.F., Prokopiev A.V., 2015. Tectonic Pattern of the Northern South-Verkhoyansk Orogenic Belt (Eastern Yakutia) on Evidence Derived from Reference Seismic Profile 3-DV. *National Geology* 5, 96–99 (in Russian) [Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В. Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля 3-ДВ // Отечественная геология. 2015. № 5. С. 96–99].

Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Roev S.P., 2003. Composition of Magmatic Rocks of the Charkynskiy Volcano-Plutonic Belt, and Its Geodynamic Setting. *Pacific Geology* 22 (6), 127–136 (in Russian) [Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П. Состав магматических пород Чаркынского вулканоплутонического пояса и его геодинамическая позиция // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 127–136].

Trunilina V.A., Orlov Yu.S., Zaitsev A.I., Roev S.P., 2019. High-Phosphorous Lithium–Fluorine Granites of Eastern Yakutia (Verkhoyansk–Kolyma Orogenic Region). *Russian Journal of Pacific Geology* 13, 82–98. <https://doi.org/10.1134/S1819714019010068>.

Tsygankov A.A., Burmakina G.N., Khubanov V.B., 2022. Magma Sources of Granitoids from the Southern Part of the Main Batholith Belt (Northeast Asia): New Geochemical and Sm-Nd Isotopic Data. In: *Geology and Mineral Resources of the Northeast Russia. Proceedings of the XII All-Russian Scientific and Practical Conference Dedicated to the 65th Anniversary of the Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences (March 23–25, 2022)*. North-Eastern Federal University, Yakutsk, p. 140–145 (in Russian) [Цыганков А.А., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б. Источники магм гранитоидов южной части Главного батолитового пояса (северо-восток Азии): новые геохимические и Sm-Nd изотопные данные // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы XII Всероссийской научно-практической конференции, посвященной 65-летию Института геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения РАН (23–25 марта 2022 г.). Якутск: СВФУ, 2022. С. 140–145]. https://doi.org/10.52994/9785751332846_2022_29.

Vasiliev D.A., Ivensen G.V., Yershova V.B., 2014. Litho-chemistry of Middle Jurassic – Lower Cretaceous Terrigenous Rocks of the Northern Part of the Priverkhoyansk Trough (Zhigansk District of Yakutia). In: *Geology and Mineral Resources of the North-East of Russia. Materials of the All-Russia Scientific and Applied Conference (April 1–3,*

2014). North-Eastern Federal University, Yakutsk, p. 88–92 (in Russian) [Васильев Д.А., Ивенсен Г.В., Ершова В.Б. Литохимия среднеюрских – нижнемеловых терригенных пород северной части Приверхоянского прогиба (Жиганский район Якутии) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы всероссийской научно-практической конференции (1–3 апреля 2014 г.). Якутск: СВФУ, 2014. С. 88–92].

Vasiliev D.A., Prokopyev A.V., 2012. The Deep Structure of the Ust-Olenek System of Folds. In: *Geology and Mineral Resources of the North-East of Russia. Materials of the All-Russia Scientific and Applied Conference (March 29–30, 2014). Vol. 1.* Publishing House of the North-Eastern Federal University, Yakutsk, p. 59–63 (in Russian) [Васильев Д.А., Прокопьев А.В. Глубинная структура Усть-Оленекской системы складок // Геология и минерально-сырьевые ресурсы северо-востока России: Материалы всероссийской научно-практической конференции (29–30 марта 2012 г.). Якутск: Издательский дом СВФУ, 2012. Т. 1. С. 59–63].

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Khromykh S.V., Polyansky O.P., Chervov V.V., Vladimirov V.G., Travin A.V., Babin G.A.,

Kuibida M.L., Khomyakov V.D., 2008. Permian Magmatism and Lithospheric Deformation in the Altai Caused by Crustal and Mantle Thermal Processes. *Russian Geology and Geophysics* 49 (7), 468–479. <https://doi.org/10.1016/j.rgg.2008.06.006>.

Vladimirov A.G., Kruk N.N., Rudnev S.N., Khromykh S.V., 2003. Geodynamics and Granitoid Magmatism of Collisional Orogens. *Russian Geology and Geophysics* 44 (12), 1321–1338 (in Russian) [Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 12. С. 1321–1338].

Wood B.L., Popov N.P., 2006. The Giant Sukhoi Log Gold Deposit, Siberia. *Russian Geology and Geophysics* 47 (3), 315–341 (in Russian) [Вуд Б.Л., Попов Н.П. Гигантское месторождение золота Сухой Лог (Сибирь) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 3. С. 315–341].

Zonenshain L.P., Kuzmin M.I., Nataпов L.M., 1990. *Tectonics of Lithospheric Plates of the USSR. Book 2.* Nedra, Moscow, 334 p. (in Russian) [Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 1. М.: Недра, 1990. 334 с.].

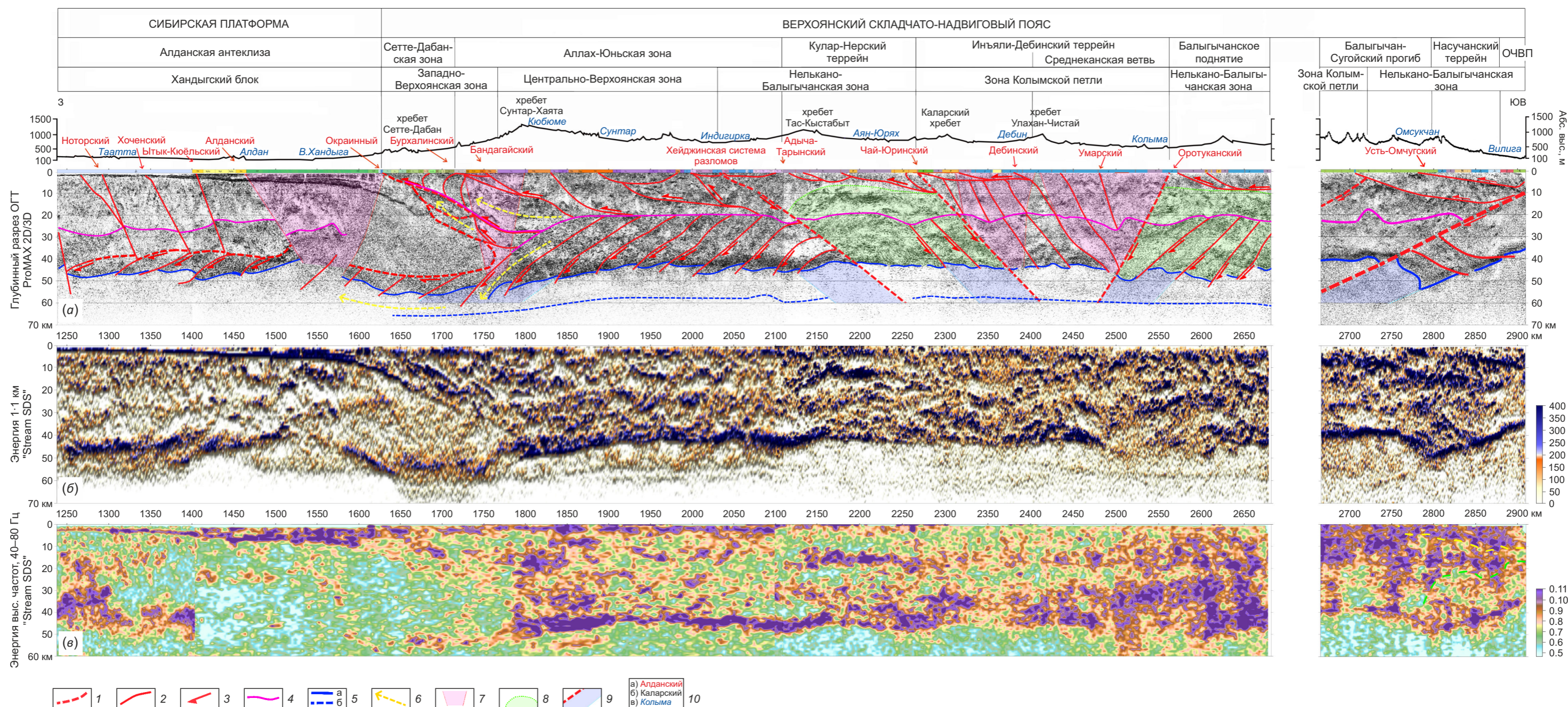


Рис. 1.1. Сейсмический и частотно-энергетические разрезы земной коры по фрагменту опорного геолого-геофизического профиля 3-ДВ. Модель формирования юго-восточной части ВСНП: (а) – сейсмический разрез ОГТ; (б) – разрез суммарной энергии; (в) – разрез энергии высоких частот. 1–2 – тектонические границы: 1 – платформы и палеосубдукционных зон (кровельные разломы), 2 – блоков земной коры; 3 – направление движения вдоль разломов; 4 – нижняя граница волновода; 5 – граница М (а) и граница М₁ (б); 6 – направления коллизионного движения пород; 7 – области интенсивной переработки коры над разрывами в прослеживании границы М; 8 – предположительные контуры структур, блокировавших зону палеосубдукции; 9 – следы зон палеосубдукции в мантии; 10 – названия разломов (а), горных хребтов (б), рек (в).

Fig. 1.1. Seismic and frequency-energy sections of the Earth's crust along the fragment of the 3-DV reference geological-geophysical profile. A model of formation of the southeastern VFTB: (a) – CDP seismic section; (b) – total energy section; (c) – high-frequency energy section. 1–2 – tectonic boundaries: 1 – platforms and paleosubduction zones (uppermost faults), 2 – crustal blocks; 3 – direction of movement along the faults; 4 – lower boundary of the wave-guide; 5 – boundary M (a) and boundary M₁ (b); 6 – directions of collisional rock movement; 7 – areas of intensive crustal reworking above the faults in the M boundary tracing; 8 – inferred contours of structures which blocked the paleosubduction zone; 9 – traces of paleosubduction zones in the mantle; 10 – names of faults (a), mountain ridges (b), rivers (c).