

Соотношения петрологического коро-мантийного перехода и сейсмического раздела Мохо под гранулитовыми террейнами: признаки преобразований корневой части Восточно-Тункинского блока в глубинных нодулях из позднекайнозойских вулканических пород

С.В. Рассказов^{1,2}, Ю. Аило^{1,3}, И.С. Чувашова^{1,2}, Т.А. Ясныгина¹

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

² Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

³ Университет Аль-Фурат, г. Дейр-эз-Зор, Сирия

Аннотация. Под гранулитовыми террейнами кратонных и внекратонных областей по составу гранатсодержащих и безгранатовых ассоциаций глубинных нодулей, вынесенных на поверхность кайнозойскими и более древними (фанерозойскими) магматическими расплавами реконструируются петрологические зоны коро-мантийного перехода (ПЗКМП). Современные скоростные разделы Мохо лишь частично совпадают с петрологическими оценками смены пород кислого-основного состава (принадлежащих континентальной коре) породами преимущественно ультраосновного состава (образующими континентальную мантийную литосферу) и часто находятся значительно глубже ПЗКМП. Глубинное положение таких зон с течением времени меняется. Для безгранатовой ассоциации глубинных нодулей, вынесенных базальтовыми расплавами около 13 млн лет назад из корневой части гранулитового террейна, обнажающегося в восточной части Тункинской долины, получено два РТ тренда, один из которых соответствует высокой (до 120 мВт/м²) рифтовой кондуктивной геотерме, другой пересекает низкие кондуктивные геотермы (опускается ниже геотермы 60 мВт/м²). ПЗКМП имеет температуры приблизительно на 200 °С ниже, чем ПЗКМП гранулитовых террейнов Восточной Австралии, Китая и Шпицбергена. Глубинные нодули характеризуют развитие горячей транстенсии под рифтовой долиной в холодной корневой части Восточно-Тункинского блока с накоплением и разрядкой упругих напряжений, сопровождавшихся существенными синкинематическими (метасоматическими и магматическими) процессами во временном интервале 18–12 млн лет назад. Транстенсия сменялась транспрессией коры с инверсионным поднятием территории и вероятным относительным увеличением глубины раздела Мохо, определенным по скоростям Р- и S-волн для современной коры и литосферной части мантии.

Ключевые слова. Транстенсия, транспрессия, ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb датирование, вулканические породы, офиолиты, гадей, архей, протерозой, кайнозой

Relationship between petrological core-mantle transition and the seismic Moho discontinuity below granulite terranes: evidence on transformation of a root part beneath the Eastern Tunka block in deep-seated nodules from late cenozoic volcanic rocks

Rasskazov S.V.^{1,2}, Ailow Yu.^{1,3}, Chuvashova I.S.^{1,2}, Yasnygina T.A.¹

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk

²Irkutsk State University, Irkutsk

³Al-Furat University, Deir ez-Zor, Syria

Abstract. From compositions of garnet-bearing and garnet-free assemblages of deep-seated nodules brought to a surface by Cenozoic and older (Phanerozoic) magmatic melts, petrological zones of crust-mantle transition (PZCMT) are defined under granulite terranes of craton and non-craton regions. Present-

day Moho discontinuities only partially coincide with petrological estimates of a change from felsic-basic rocks (that belong to the continental crust) by predominantly ultramafic rocks (that represent the continental mantle lithosphere) and often lie much deeper than the PZCMT. Depths of such zones change over time. For a garnet-free assemblage of deep-seated nodules ejected by basaltic melts about 13 Ma ago from the root of a granulite terrane exposed in the eastern part of the Tunka Valley, two PT trends were obtained, one of which corresponds to a high (up to 120 mW/m²) rift conductive geotherm, another one crosses low conductive geotherms (drops below 60 mW/m² one). The PZCMT shows here a temperature approximately 200°C lower than the PZCMT of granulite terranes in Eastern Australia, China, and Svalbard. Deep-seated nodules characterize the development of hot transtension under the rift valley in the cold root part of the East Tunka block with the accumulation and release of elastic stresses accompanied by significant synkinematic (metasomatic and magmatic) processes in the time interval 18–12 Ma ago. The transtension was followed by a crustal transpression with inversional uplift of an area and a probable relative increase in the depth of the Moho discontinuity, determined from the both P- and S-wave velocities for the modern crust and lithospheric part of the mantle.

Keywords. *Transtension, transpression, ²⁰⁷Pb–²⁰⁶Pb dating, volcanic rocks, ophiolites, Hadean, Archaean, Proterozoic, Cenozoic*

Введение

Представления о строении и составе континентальной коры крайне важны для понимания ее становление и эволюции и, в конечном счете, для понимания характера соотношений между верхними континентальными слоями Земли, образовавшимися в геологическом прошлом. Термин «континентальная кора» изначально имел геофизический смысл верхнего слоя литосферы, ограниченного снизу сейсмическим разделом Мохоровичича (Мохо). На этом разделе был обнаружен скачок скорости продольных сейсмических волн (V_p) от 6.7–7.6 до 7.9–8.2 км/с и поперечных сейсмических волн (V_s) от 3.6–4.2 до 4.4–4.7 км/с. Развитие геологии привело к параллельному использованию терминов «континентальная кора» и «континентальная мантия». Этими терминами петрологи обозначали, соответственно, предполагаемые слои менее плотных пород основного-кислого состава и более плотных пород ультраосновного состава. Закономерно возник вопрос о том, насколько определения петрологических зон коро-мантийного перехода (ПЗКМП) соответствуют определениям геофизических разделов Мохо. Для решения этого вопроса определялся переход от слоя пород земной коры кислого-основного состава к породам преимущественно ультраосновного состава литосферной части мантии посредством изучения состава и РТ параметров нодулей, вынесенных из глубинных частей литосферы щелочными базальтами и базальтоидами

(Rudnick, Fountain, 1995; Taylor, McLennan, 1985; O'Reilly, Griffin, 1985, 2013).

Парадокс возникшей ситуации заключался в том, что внешний слой литосферы, обозначенный с геофизической точки зрения как коровый, стал рассматриваться петрологами не только как слой коровых пород, но и как слой, включающий породы мантии. На земной поверхности гранулиты и другие породы кислого-основного состава нередко сочетаются с телами ультраосновного состава. В качестве примеров служат зоны Ивреа-Вербано (ИВЗ, Италия), Бетикских Кордильер (Южная Испания и Северная Африка) и хребта Масгрейв (Центральная Австралия). С геофизической точки зрения (относительно раздела Мохо) такие ассоциации пород занимают коровые глубины (Fountain, Christensen, 1989).

При определении границы Мохо по смене скоростей сейсмических волн использовалось понятие коро-мантийной границы (crust–mantle boundary) с аббревиатурой СМВ (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013), которая параллельно широко применялась также для обозначения границы ядро–мантия (core–mantle boundary) (Maruyama et al., 2007; Rubie et al., 2007; и др.). Для того, чтобы исключить двусмысленность аббревиатуры СМВ, смена пород коры породами литосферной части мантии характеризуется как коро-мантийный переход (КМП) (crust–mantle transition, CMT) (Musacchio et al., 1998; Berger et al., 2007; Raschazov et al., 2021).

Первое определение состава континентальной коры Ф.У. Кларком в 1889 г. было дополнено новыми определениями ее состава

в работах первой половины 20-го столетия. Во второй половине 20-го столетия и в 21-м столетии петрологические определения состава коры по петрогенным оксидам и малым элементам сопровождались использованием геофизических данных (Taylor, McLennan, 1985; Rudnick, Fountain, 1995; Rudnick, Gao, 2003; и др.). Выявились многообразие разрезов коро-мантийных переходов (КМП) в геофизических и петрологических вариантах (Griffin, O'Reilly, 1986).

Валовый состав коры принимался разными авторами как диоритовый (интервал SiO_2 57–62 мас.%). Состав нижней континентальной коры получался вычитанием компонентов верхней коры из ее валового состава. Типичная кора складчатых областей рассматривалась как состоящая из верхнего слоя (65.9 мас.% SiO_2 , глинистые сланцы или метапеллиты) и нижнего слоя (54.4 мас.% SiO_2 , гранулиты) (Taylor, McLennan, 2009). Различался также слой средней коры (60.6 мас.% SiO_2 , породы преимущественно амфиболитового состава) (Rudnick, Fountain, 1995). На региональном примере территории Китая средняя континентальная кора характеризовалась породами амфиболитовой фации с содержанием SiO_2 62–69 мас.%, а нижняя континентальная кора восточного Китая – средним составом, хотя глобальная нижняя континентальная кора должна иметь основной состав. Предполагалось, что восточно-китайская нижнекоревая аномалия образовалась в результате отслоения нижней коры от подстилающей литосферной мантии, утраты архейского кия и проявления больших объемов мезозойского внутриплитного магматизма в Северо-Китайском кратоне (Gao, 2010).

Стандартный набор слоев континентальной коры КМП складчатых областей явно нарушается в гранулитовых террейнах, в которых на земную поверхность выходят блоки, соответствующие по РТ параметрам ее нижней части. Гранулиты обнажаются во многих районах мира и с поверхности обычно не несут какой-либо информации о характере строения ПЗКМП. В настоящей работе приводится обзор строения ПЗКМП гранулитовых террейнов разных районов мира по ассоциациям глубинных нодулей из кайнозойских вулканических пород в сопоставлении с глубинным положением границ

Мохо. Особое внимание уделяется анализу становления ПЗКМП под гранулитовым террейном в восточной части Тункинской долины Байкальской рифтовой системы (под Восточно-Тункинским блоком).

Методические подходы к изучению ПЗКМП гранулитовых террейнов

Принципы построения разрезов ПЗКМП демонстрировались в работах (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013). Для гранулитовых террейнов был выбран наиболее показательный разрез коры и подстилающей литосферной мантии, составленный по широкому спектру глубинных нодулей из четвертичных вулканических пород района Булленмерри в Юго-Восточной Австралии. При сопоставлении с полученным петрологическим эталонным разрезом КМП учитывалось глубинное положение современного сейсмического раздела Мохо. Высокая геотерма, построенная по глубинным ксенолитам из вулканических пород этой территории, была принята как эталонная для сопоставлений с геотермами корневых частей гранулитовых террейнов других регионов мира.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовыми террейнами в Восточной Австралии

Под районом Булленмерри в верхней коре находятся мафические гранулиты, а в средней и нижней коре – гранулиты в сочетании с шпинелевыми и амфиболовыми лерцолитами и пироксенитами. При переходе к мантии, сложенной гранатовыми перидотитами, появляются эклогиты (O'Reilly, Griffin, 1985, 2013). Скачок сейсмической скорости при переходе от коры к мантии связывался с появлением на границе Мохо плотной минеральной фазы – граната, поскольку другие порообразующие магнезиальные минералы (форстерит, энстатит, диопсид) имеют низкую плотность и не обеспечивают возрастание скорости. По скоростным характеристикам породы, сложенные этими минералами входят в состав коры в ассоциации с гранулитами и пироксенитами (рис. 1).

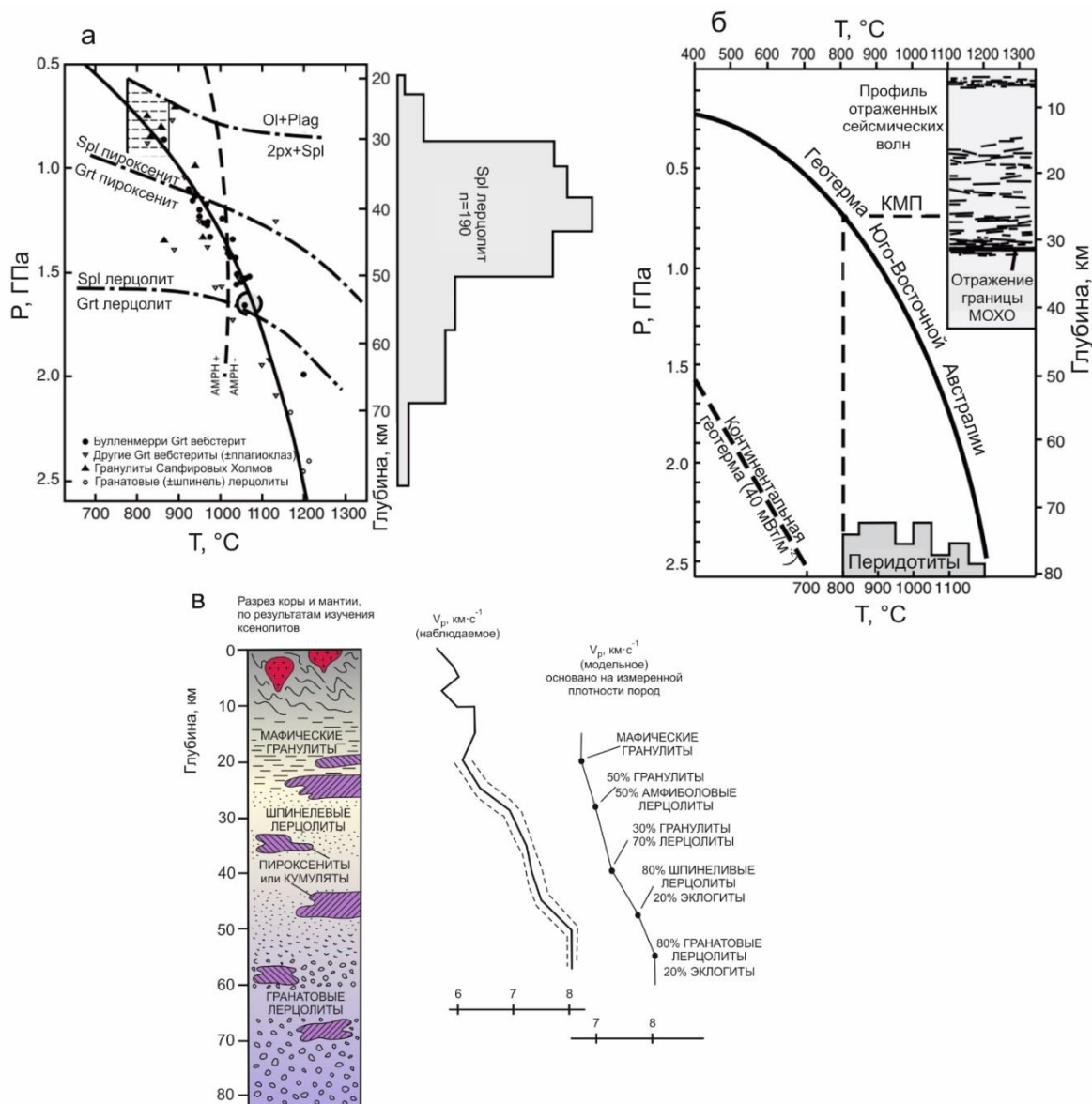


Рис. 1. Интерпретация сейсмических данных, состава и плотности глубинных ксенолитов из базальтов Юго-Восточной Австралии с построением эталонного разреза КМП (по материалам (O’Reilly, Grffin, 1985, 2013) с упрощениями). *а* – геотерма, полученная по гранат-двопироксеновым глубинным ксенолитам из щелочных базальтов Восточной Австралии. Геотерма определяется относительно полей комплексов ключевых фаз перидотитов и пироксенитов (Herzberg, 1978). Гистограмма показывает распределение оценок температур для глубинных ксенолитов шпинелевых лерцолитов. Проецирование этих температур на эмпирическую геотерму свидетельствует об отторжении большинства глубинных ксенолитов с глубины 30–60 км. Из этого следует, что пироксениты, использованные для РТ оценок, в основном характеризуют мантию, представляя собой второстепенные типы пород в зоне перидотитов, особенно многочисленные на глубине 35–55 км; *б* – распределение перидотитов под местонахождением Булленмерри Юго-Восточной Австралии по сравнению с профилем сейсмических отражений по всей восточной части континента (Finlayson et al., 1993). Граница кора–мантия определяется самыми низкими оценками температуры/глубины преобладающих перидотитовых глубинных ксенолитов. Эти оценки соответствуют середине пакета отражений Мохо; *в* – корово-мантийная стратиграфия под местонахождением Булленмерри, реконструированная по глубинным ксенолитам, в сравнении с профилем сейсмической скорости (Finlayson et al., 1979). Из панели *в* удален некорректный график первоначально рассчитанной скорости V_p в зоне КМП (O’Reilly, Grffin, 1985).

Fig. 1. Interpretation of seismic data, composition, and density of deep-seated xenoliths from basalts of Southeast Australia with the construction of a reference section of the CMT (simplified after O'Reilly and Griffin (1985, 2013)). *a* – geotherm obtained from deep-seated garnet-two-pyroxene xenoliths from alkaline basalts of Eastern Australia. The geotherm is determined relative to the fields of complexes of key phases of peridotites and pyroxenites (Herzberg, 1978). Histogram shows the distribution of temperature estimates for deep-seated xenoliths of spinel lherzolites. Projection of these temperatures onto the empirical geotherm indicates that the majority of deep-seated xenoliths were rejected from a depth of 30–60 km. So, pyroxenites used for PT estimates mainly characterize the mantle, representing minor rock types in the peridotite zone, especially numerous at a depth of 35–55 km; *b* – distribution of peridotites under the Bullenmerry locality in Southeast Australia as compared to the seismic reflection profile across the entire eastern part of the continent (Finlayson et al., 1993). The crust–mantle boundary is defined by the lowest temperature/depth estimates of the predominant peridotite deep-seated xenoliths. These estimates correspond to the middle of the Moho reflection packet; *c* – crust–mantle stratigraphy under the Bullenmerry locality, defined from deep-seated xenoliths, compared with the seismic velocity profile (Finlayson et al., 1979). The incorrect graph of the originally calculated velocity V_p in the CMT zone has been removed from the figure (O'Reilly, Griffin, 1985).

Глубинные ксенолиты дают отчетливо выраженную петрологическую границу коры и мантии примерно на глубине 25 км, в то время как по сейсмическим данным раздел Мохо определяется на глубине около 50 км (Finlayson et al., 1979). Главная особенность КМП района Булленмерри заключается в совпадении сейсмически определенного раздела Мохо с фазовым переходом от шпинелевого перидотита к гранатовому перидотиту на глубине 55–60 км (в условиях высокой геотермы) и проявление петрологической смены коровой характеристики доминирующих пород кислого-основного состава мантийной характеристикой доминирующих перидотитов значительно ниже раздела Мохо.

В Северо-Восточном Квинсленде Австралии по гранат-гранулитовым и гранат-пироксенитовым глубинным ксенолитам из комплекса третичных щелочных базальтов определяется геотерма, идентичная геотерме местонахождения Булленмерри (Griffin et al., 1987). В ассоциации глубинных ксенолитов находятся двупироксеновые гранулиты и шпинелевые лерцолиты. Гранулиты распространяются на глубину до 30 км. Глубже доминируют шпинелевые лерцолиты с жилами гранатовых пироксенитов (рис. 2).

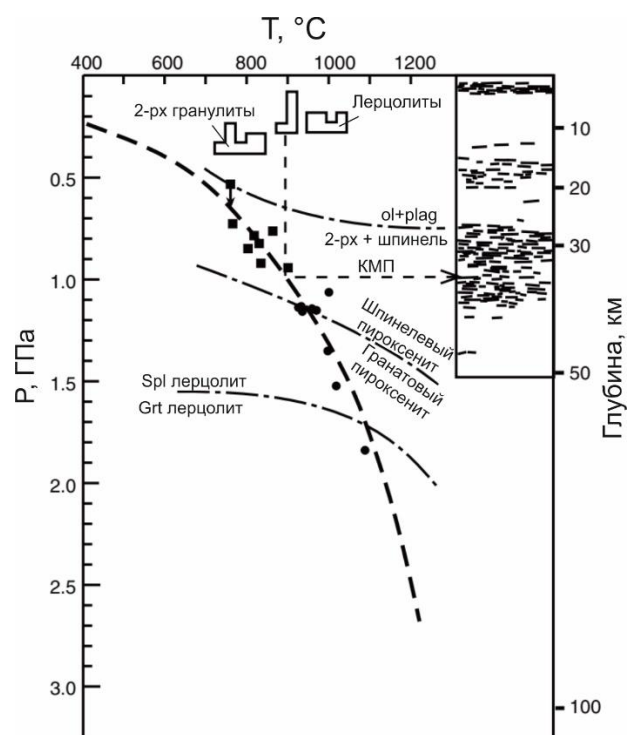


Рис. 2. Геотерма глубинных ксенолитов из щелочных базальтов северо-восточного Квинсленда (Австралия) с гистограммами температур ксенолитов двупироксеновых гранулитов (глубокая кора) и шпинелевых лерцолитов (петрологическая верхняя мантия) (Griffin et al., 1987). Проекция этих температур на геотерму показывает, что граница коры и мантии находится в пределах мощного пакета сейсмических отражающих площадок в глубинном интервале 27–40 км.

Fig. 2. Geotherm of deep-seated xenoliths from alkaline basalts of northeast Queensland (Australia) with temperature histograms of xenoliths of two-pyroxene granulites (deep crust) and spinel lherzolites (petrological upper mantle) (Griffin et al., 1987). The projection of these temperatures onto the geotherm shows that the boundary between the crust and mantle is located within a thick package of seismic reflecting planes in the depth interval of 27–40 km.

Граница Мохо и ПЗКМП под Северо-Китайским кратоном и юго-западным побережьем Китая

Для изучения ПЗКМП Северо-Китайского кратона использовались глубинные ксенолиты из магматических пород всего палеозоя. В местонахождении ксенолитов Фуксиан из магматических пород раннего палеозоя (восточный край кратона, п-ов Датунь) определены метагаббро и гранатовые пироксениты неорхейя (2.7–2.5 млрд лет), переработанные в палеопротерозое (около 1.85 млрд лет назад). В более молодых фанерозойских магматических телах установлены глубинные ксенолиты гранулитов, эклогитов, гнейсов и амфиболитов такого же возраста и более широкого возрастного спектра, среди которых различались комплексы аккрезированной коры и переработанной нижней коры (табл. 1, рис. 3).

В поле развития гранулитов северной окраины Северо-Китайского кратона находится район Ханнуобы. В щелочных базальтах возрастного интервала 22–10 млн лет этого района распространены глубинные ксенолиты мантийного и корового происхождения. По скачку сейсмической скорости V_p граница Мохо определяется здесь на глубине около 40 км. Для корреляций с ПЗКМП района Ханнуобы использовались глубинные ксенолиты из пород четвертичного вулкана Нушан, расположенного на юго-восточном краю кратона, которые обозначили высокую геотерму, подобную геотерме Восточной Австралии. В этих построениях, имевших предварительный характер, скоростная граница Мохо соответствовала основанию 10-километровой зоны (глубина 35–45 км) смешанных гранулитов, пироксенитов и лерцолитов (рис. 4а). Предполагалось подслаивание (андерплэитинг) поднимающихся

магматических расплавов основного состава под ранее существовавшую кору с увеличением ее мощности и, как следствие, понижение границы докайнозойской коры и мантии до ее современного уровня (около 40 км) (рис. 4б) (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O’Reilly, Griffin, 2013).

Таблица 1. Разновидности пород глубинных ксенолитов из магматических тел фанерозоя Северо-Китайского кратона (Zheng, 2021)

Table 1. Rock varieties of deep-seated xenoliths from Phanerozoic igneous bodies of the North China Craton (Zheng, 2021)

Район (время извержения)	Типы пород в ксенолитах
Кайнозой	
Нушан (~2 млн лет)	Кислые/средние/основные гранулиты
Ханнуоба (~4 млн лет)	Пироксениты, кислые/средние/основные гранулиты
Мезозой	
Жунан (~67 млн лет)	Основные гранулиты
Кингдао (~87 млн лет)	Основные гранулиты
Сихуаи (~130 млн лет)	Гранулиты, эклогиты, гнейсы, амфиболиты
Синьянь (~160 млн лет)	Пироксениты, кислые/средние/основные гранулиты, метагаббро, эклогиты
Палеозой	
Фуксиан (~480 млн лет)	Метагаббро, Grt-пироксениты

Нодули из базальтов Ханнуобы представлены шпинелевыми лерцолитами, мафическими гранулитами, гранулитами среднего состава и пироксенитами (Chen et al., 2001; Choi et al., 2008; Wei et al., 2019). Часть гранулитов и пироксенитов относится к кумулатам, другая часть гранулитов – к материалу нижней коры (Choi et al., 2008; Su et al., 2020). По сейсмическим данным, граница Мохо определяется на глубине 42 км. Выше нее находится зона перехода к коре шириной около 10 км, в которой шпинелевые лерцолиты ассоциируются с мафическими гранулитами (Chen et al., 2001).

По разновозрастному ксеногенному материалу в работах разных авторов восстанавливалась длительная геологическая история подслаивания магматического материала в нижнюю часть коры Северо-Китайского кратона. Для нижнекоровых гранулитовых ксенолитов получены докембрийские и

палеозойские датировки и их преобладающие значения в диапазоне мезозоя (Wilde et al., 2003). Более молодыми датировками кумулятов магматических расплавов основного состава (около 47 млн лет) (Zheng et al., 2009; Zheng, 2021) обозначено последнее застревание в коре порции кайнозойских расплавов,

которая предшествовала извержениям вулканических пород, вмещающих ксеногенный материал. Широкий возрастной диапазон корового ксеногенного материала подтвержден модельными датировками сульфидов в Re-Os изотопной системе (Yu et al., 2007; Xu et al., 2008).

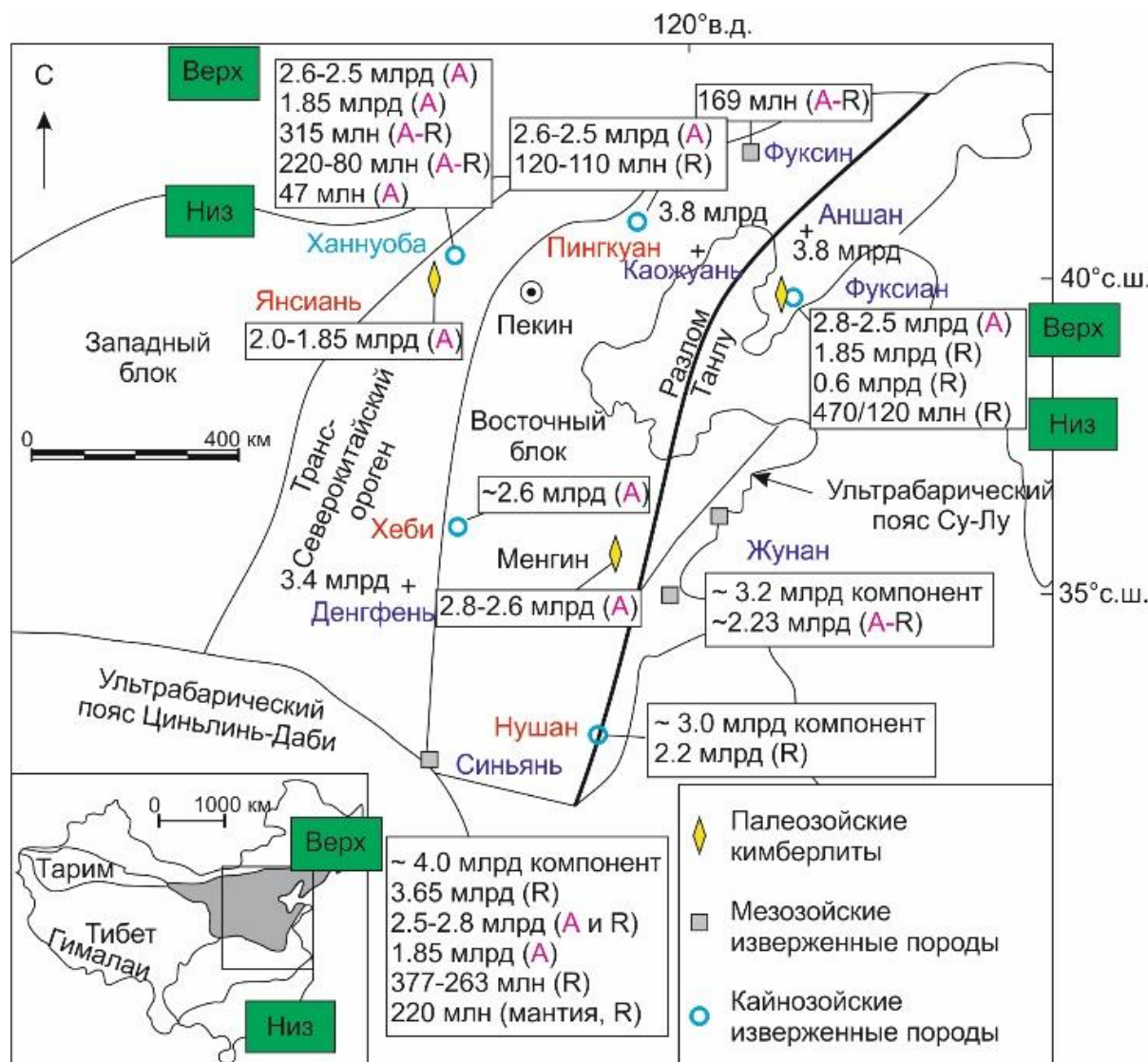


Рис. 3. Пространственное распределение разновозрастной аккрецированной коры (A) и переработанной нижней коры (R) в Северо-Китайском кратоне (Zheng, 2021). Приведены датировки в млрд и млн лет. Транс-Северокитайский ороген разделяет западный и восточный блоки Северо-Китайского кратона.

Fig. 3. Spatial distribution of unevenly-aged accreted crust (A) and reworked lower crust (R) in the North China Craton (Zheng, 2021). Dates are given in billions and millions of years. The Trans-North China Orogen separates the western and eastern blocks of the North China Craton.

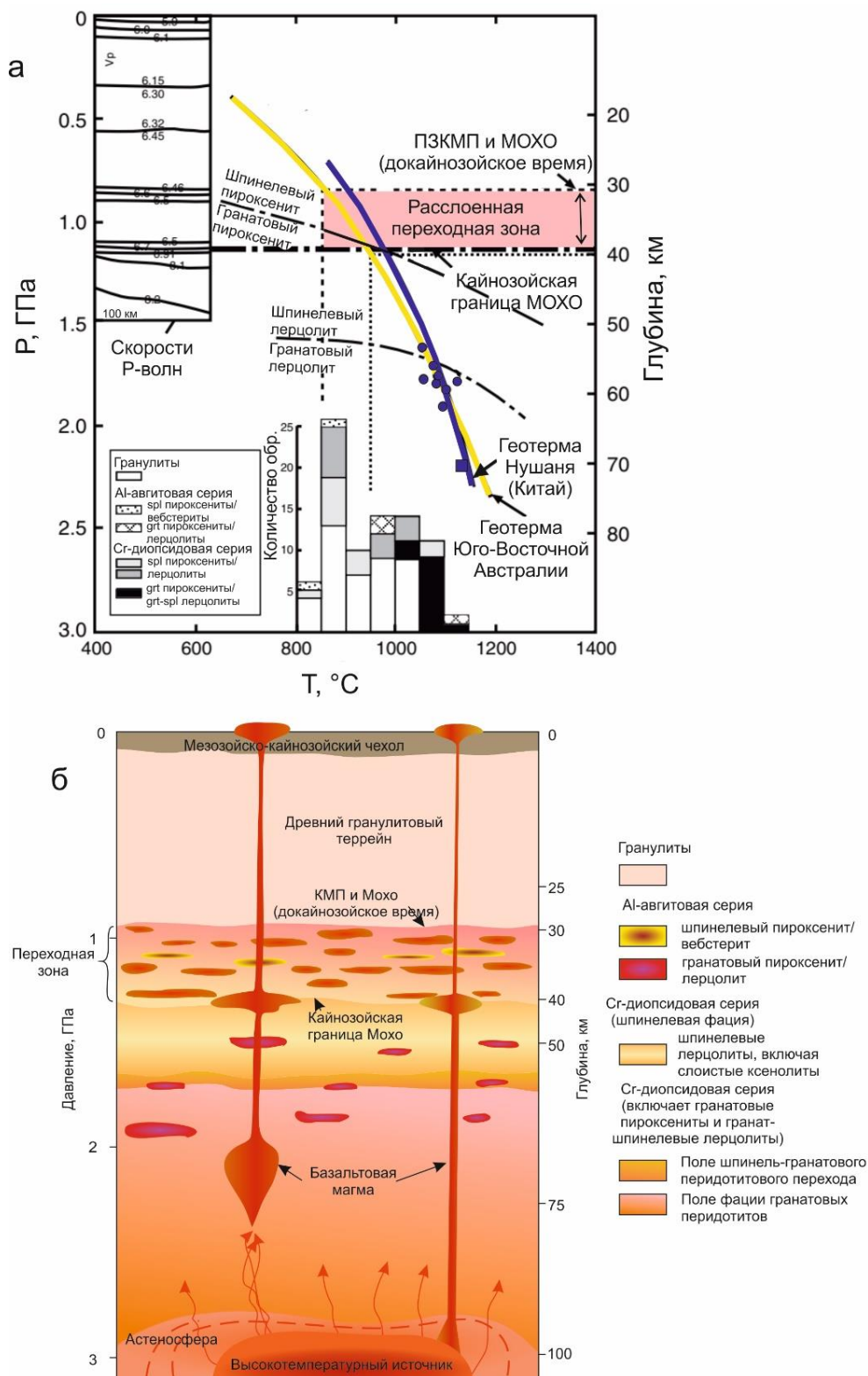


Рис. 4. РТ диаграмма (а) и разрез КМП (б) в районе Ханнуобы, северный край Северо-Китайского кратона (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O'Reilly, Griffin, 2013). а – РТ диаграмма гранатосодержащих глубинных ксенолитов из вулканических пород Ханнуобы рассредоточены вдоль эталонной геотермы Юго-Восточной Австралии. Для сравнения показана геотерма Нушань. Гистограмма показывает температурное распределение образцов без граната; б – реконструированный разрез кора-мантия, показывающий развитие переходной зоны кора-мантия, построенный Кайнозойское накопление основных расплавов ниже границы коры и мантии, эффективно перемещающее сейсмический Мохо с глубины примерно 30–40 км.

Fig. 4. PT diagram (a) and KMP section (b) in the Hannuoba area, northern edge of the North China Craton (Chen et al., 2001; Zheng et al., 2009; O'Reilly and Griffin, 2013). a – PT diagram of garnet-bearing deep-seated xenoliths from Hannuoba volcanic rocks distributed along the reference geotherm of Southeast Australia. The Nushan geotherm is shown for comparison. A histogram indicates the temperature distribution of samples without garnet; b – reconstructed crust-mantle section showing the development of the crust-mantle transition zone, built by the Cenozoic accumulation of basic melts below the crust-mantle boundary, effectively moved the seismic Moho from a depth of approximately 30–40 km.

Нижняя кора территории была подразделена на разновозрастные слои, включающие верхнюю, среднюю и самую нижнюю части. Древнейший возраст получен для кровли нижней коры и наиболее молодой – для ее подошвы. В нижней коре под вулканом Нушань, извергавшимся на юго-восточном краю Северо-Китайского кратона 0.72–0.55

млн лет назад (Zou et al., 2000), по ксенолитам были выделены три слоя: верхний фельзических гранулитов (возраст около 2.7 млрд лет), средний гранулитов среднего состава (возраст около 2.1 млрд лет) и нижний мафических гранулитов (возраст около 140 млн лет) (Zheng, 2021) (рис. 5).

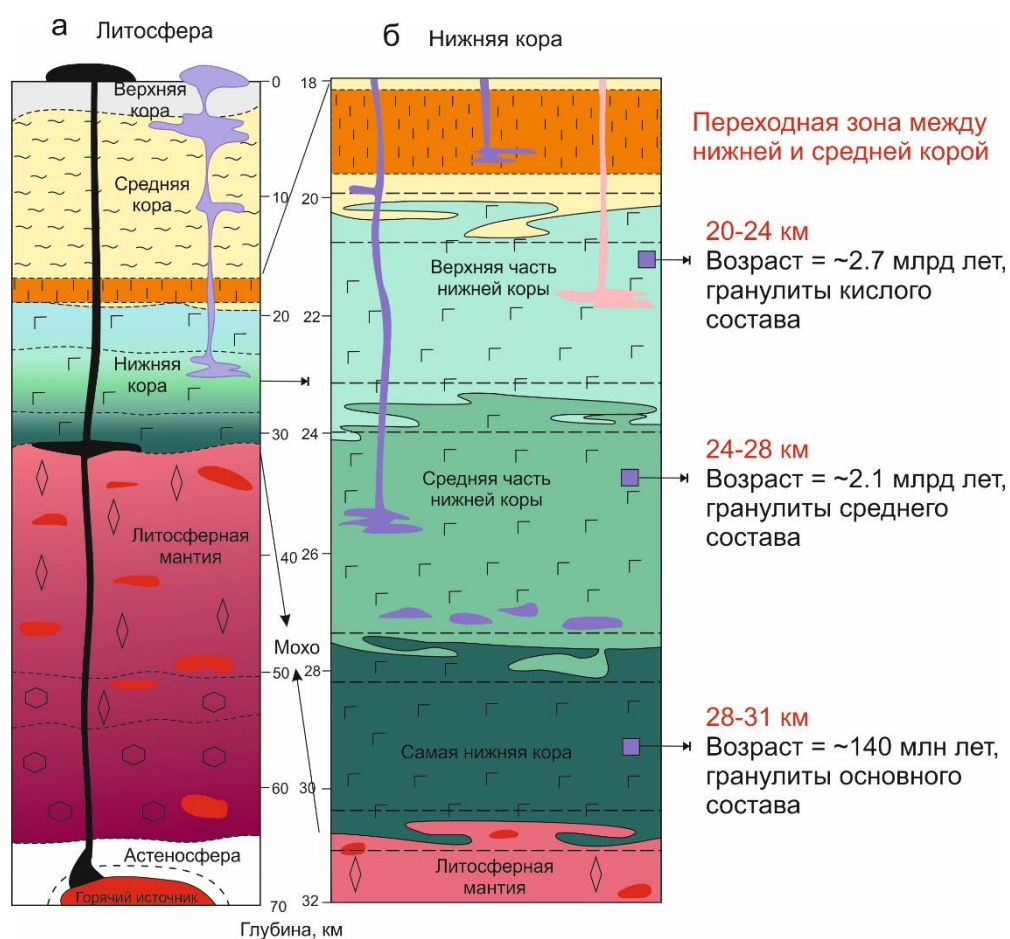


Рис. 5. Разрез ПЗКМП под вулканом Нушань (Zheng, 2021) в масштабе литосферы (a) и нижней коры (b). Раздел Мохо находится на глубине 31 км и соответствует ПЗКМП. В верхней части литосферной мантии находятся шпинелевые перидотиты (ромбики), сменяющиеся на глубине 50–53 км гранат-шпинелевыми породами (ромбики и шестиугольники) и глубже – гранатовыми перидотитами (шестиугольники. По $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датированию валовых составов пород вулкана Нушань (Rasskazov et al., 2020) их источник образовался около 3.74 млрд лет назад, т.е. раньше первого преобразования коры под вулканом. Датировка источника близка к датировкам древнейших пород, обнаженных на поверхности Северо-Китайского кратона (см. рис. 3).

Fig. 5. Section under the Nushan volcano (Zheng, 2021) on scales of the lithosphere (a) and lower crust (b). The Moho discontinuity is located at a depth of 31 km and complies with the PZCMT. In the upper part of the lithospheric mantle, there are spinel peridotites (rhombuses) that change to garnet-spinel rocks at a depth of 50–53 km (rhombuses and hexagons) and deeper by garnet peridotites (hexagons). From $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating of the basalt compositions from the Nushan volcano (Rasskazov et al., 2020), their source was generated about 3.74 Ga ago, i.e. before the first transformation of the crust under the volcano. This age estimate of the source is close to this of the oldest rock exposed on the surface of the North China Craton (Fig. 3).

Изучение и датирование ксенолитов из лав Ханнуобы, излившихся около 4 млн лет назад, также показало возрастную дифференциацию пород трех слоев нижней коры ПЗКМП: верхнего, фельзических гранулитов (глубина 24–33 км, возраст около 2.5 млрд лет и моложе), среднего, мафических гранулитов (глубина 33–38 км, возраст около 2.5 млрд лет, около 1.8 млрд лет и около 140 млн лет) и нижнего, преобладающих гранулитов с участием пироксенитов (глубина 38–42 км, возраст 140–47 млн лет). Обособляются

разновозрастные пики цирконов гранулитов кислого и среднего состава верхней и средней частей нижней коры с древними положительными (мантийными) и молодыми отрицательными (коровыми) значениями эpsilon Hf. Значения эpsilon Hf цирконов гранулитов основного состава и пироксенитов самой нижней части нижней коры широко варьируются и не обнаруживают возрастных различий по мантийным и коровым характеристикам (Wei et al., 2019; Zheng, 2021) (рис. 6).

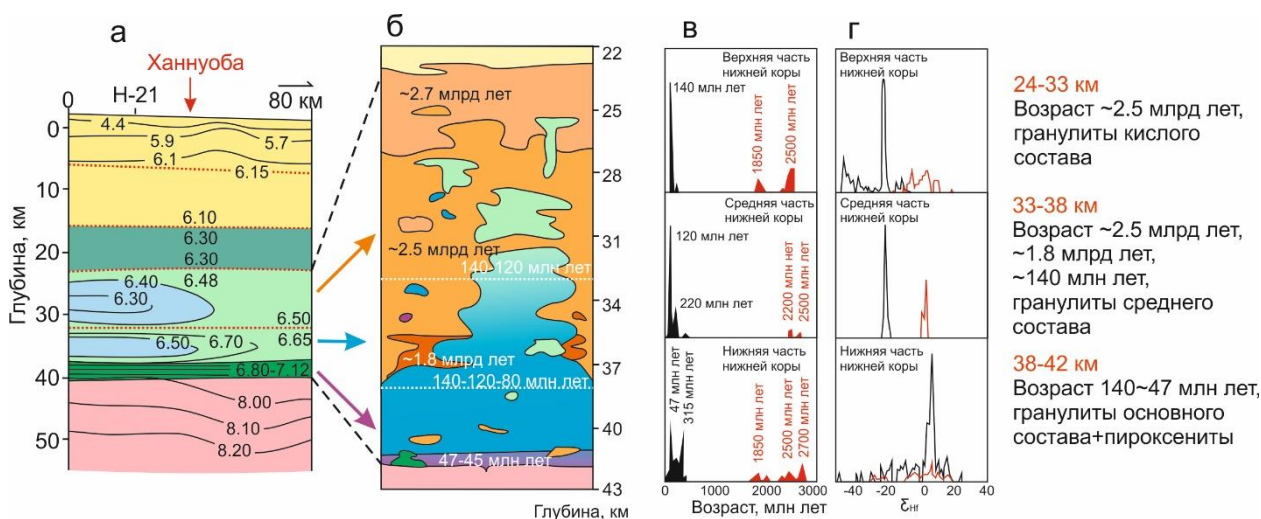


Рис. 6. Район Ханнуобы: а – разрез скорости Р-волн, б – датированные слои ПЗКМП, в – пики датировок цирконов ксенолитов нижней коры и г – пики значений эpsilon Hf цирконов (Wei et al., 2019; Zheng, 2021). Ранние эпизоды преобразования коры соответствуют времени генерации источников миоценовых лав Ханнуобы около 2.6 и 1.8 млрд лет назад, определенному $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датированием валовых составов толеитовых базальтов (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022).

Fig. 6. Hannuoba area: а – P-wave velocity section, б – dated layers of the PZCMT, в – dating peaks of zircons from xenoliths of the lower crust, and г – peaks of epsilon Hf values of zircons (Wei et al., 2019; Zheng, 2021). The early episodes of crust transformations correspond to timing generation of the Hannuoba Miocene lava sources about 2.6 and 1.8 Ga, determined by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dating of bulk compositions of tholeiitic basalts (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022).

Широкий спектр гранулитовых и перидотитовых глубинных ксенолитов содержится в диатремах района Синьянь возрастом 160 млн лет, расположенных недалеко от южной окраины Северо-Китайского кратона. Здесь на земную поверхность выходят

неоархейские породы (2.85 млрд лет). В глубинных ксенолитах кислых гранулитов с глубины 15–30 км были получены более древние U–Pb датировки циркона и модельный возраст изотопов Hf до 3.5 млрд лет (Zheng et al., 2004). Предполагалось, что первоначальная

мезоархейская кора удалялась в неоархейское время и подслаивалась основными гранулитами сначала 2000–1900 и 1800–1680 млн лет назад, а затем около 350 млн лет назад, способствуя последовательному углублению коро-мантийной границы не

менее чем на 15 км (Zheng et al., 2008, 2012). Сейсмический раздел Мохо определен у основания расслоенной зоны глубинного интервала 35–45 км, в котором находится петрологический КМП (рис. 7).

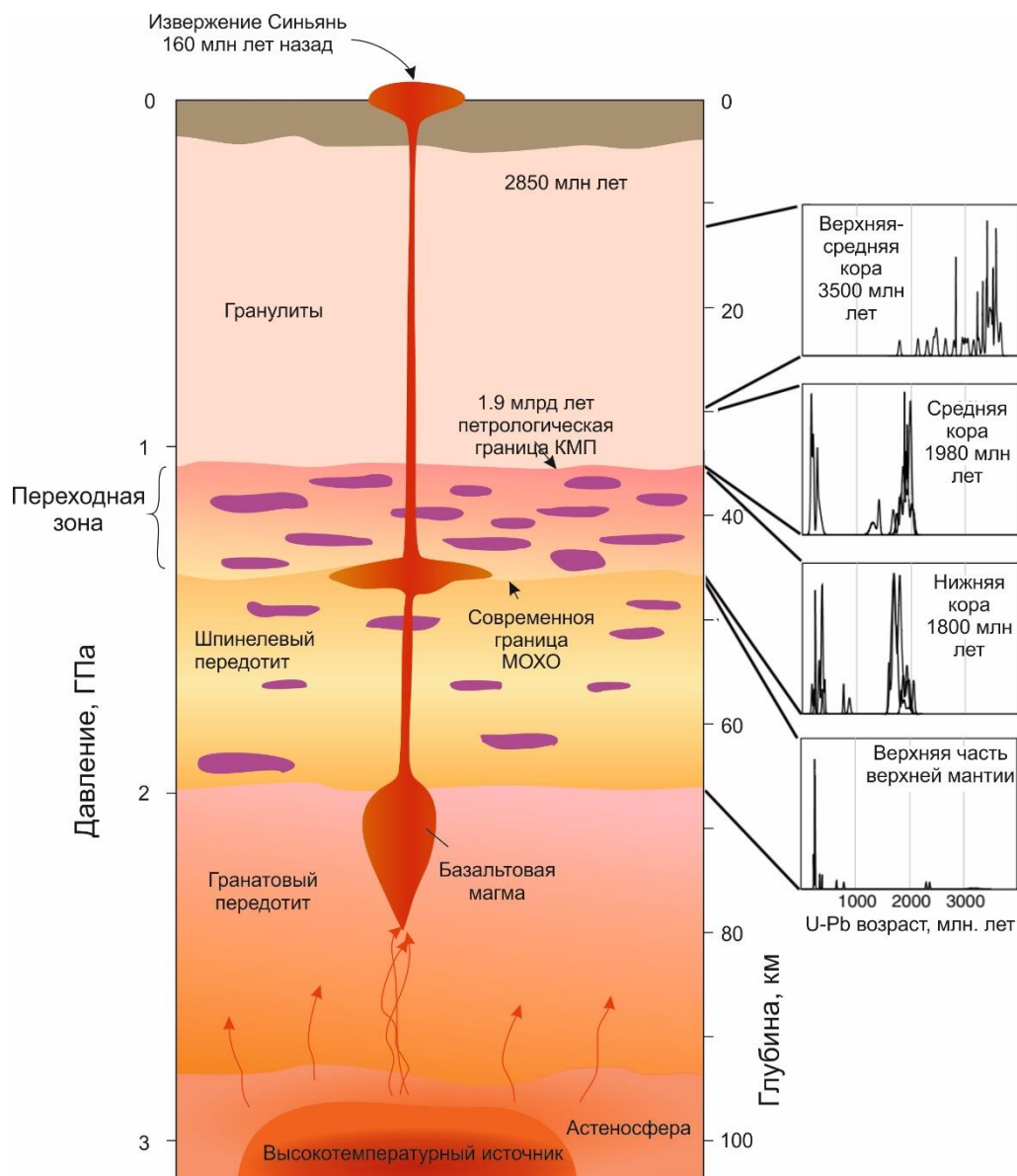


Рис. 7. Корово-мантийный разрез под районом Синьянь, на южной окраине Северо-Китайского кратона. По работе (O'Reilly, Griffin, 2013) с изменениями. Гистограммы показывают U–Pb датировки цирконов, выделенных из гранулитовых, пироксенитовых и перидотитовых глубинных ксенолитов. В нижнюю кору и расположенную под ней верхнюю мантию неоднократно проникали магматические расплавы основного состава.

Fig. 7. Crust–mantle section under the Xinyan region, on the southern margin of the North China Craton (modified after O'Reilly, Griffin (2013)). Histograms show U–Pb dates of zircons from granulite, pyroxenite, and peridotite deep-seated xenoliths. Mafic igneous melts repeatedly penetrated into the lower crust and the upper mantle below it.

В более позднем представительном исследовании ксенолитов из мезозойских диатрем района Синьянь слои нижней коры были

разделены по температурным и возрастным характеристикам (Zheng, 2021). По преобладающим возрастным генерациям цирконов в

нижней коре выделены слои (сверху вниз): верхний (глубина <30 км, температура <700 °С, возраст >3.3 млрд лет), средний (глубина 30–35 км, температура 700–750 °С, возраст 2.0–1.9 млрд лет, более древние датировки цирконов отсутствуют) и самый нижний (глубина 35–45 км, температура 750–850 °С, возраст 440–350 млн лет, часть датировок цирконов сопоставляется с датировками

вышележащих слоев). Ксенолиты перидотитов не обозначены РТ параметрами и отнесены в целом к сильно переработанному материалу литосферной мантии (датировки цирконов находятся преимущественно в интервале 240–210 млн лет, в отличие от слоев нижней коры, в перидотитах встречаются цирконы возрастом более 3 млрд лет) (рис. 8).

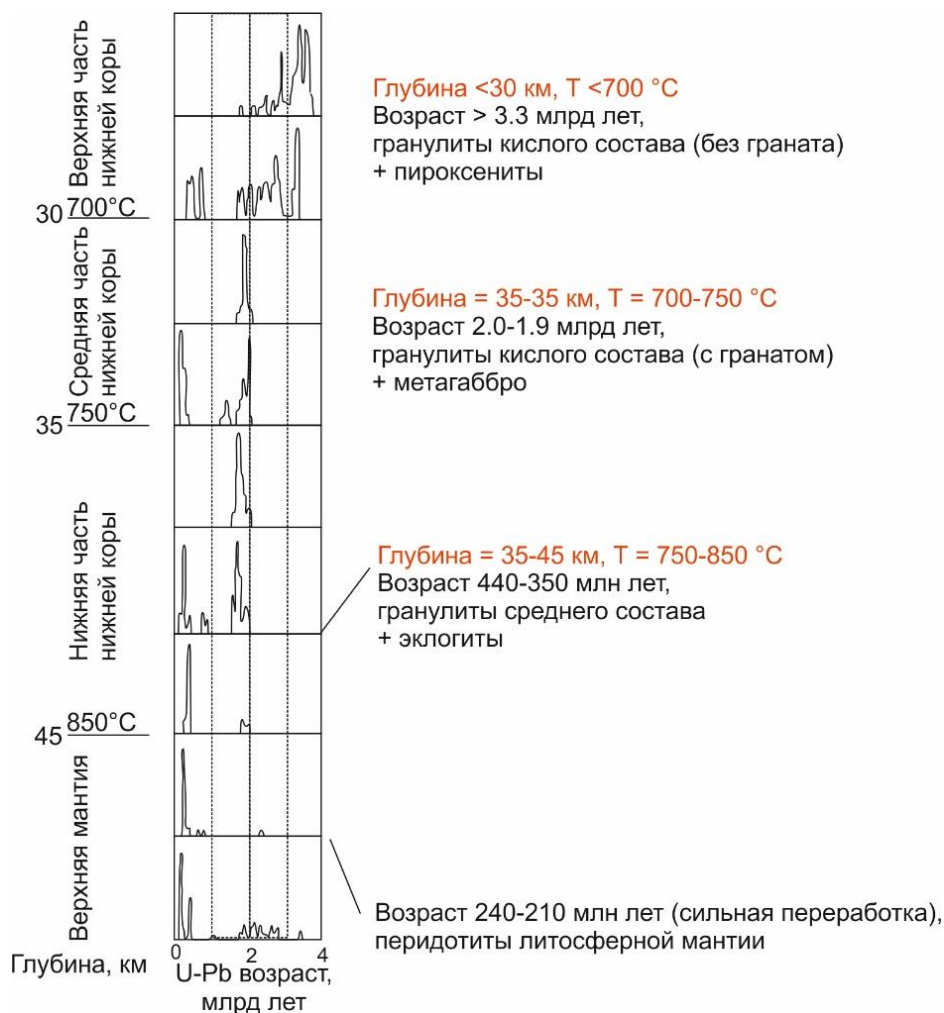


Рис. 8. Возрастная дифференциация слоев нижней коры по ксенолитам из мезозойских диатрем района Синьянь (Zheng, 2021).

Fig. 8. Age differentiation of lower crust layers by xenoliths from the Mesozoic diatremes of the Xinyan region (Zheng, 2021).

Пример разреза петрологической зоны КМП за пределами Северо-Китайского кратона представляют собой глубинные ксенолиты из базальтов района Цилинь на побережье Юго-Восточного Китая. Определен относительно узкий коро-мантийный переход (Xu et al., 1996). Геотерма находится выше

морской геотермы и сильно изогнута. Глубина слоя преобладающих перидотитов составляет около 27 км, а расслоенная зона ограничивается глубинами 27–31 км. Ее основание совпадает с сейсмическим разделом Мохо, расположенным на глубине 31 км (рис. 9) (Liao et al., 1988).

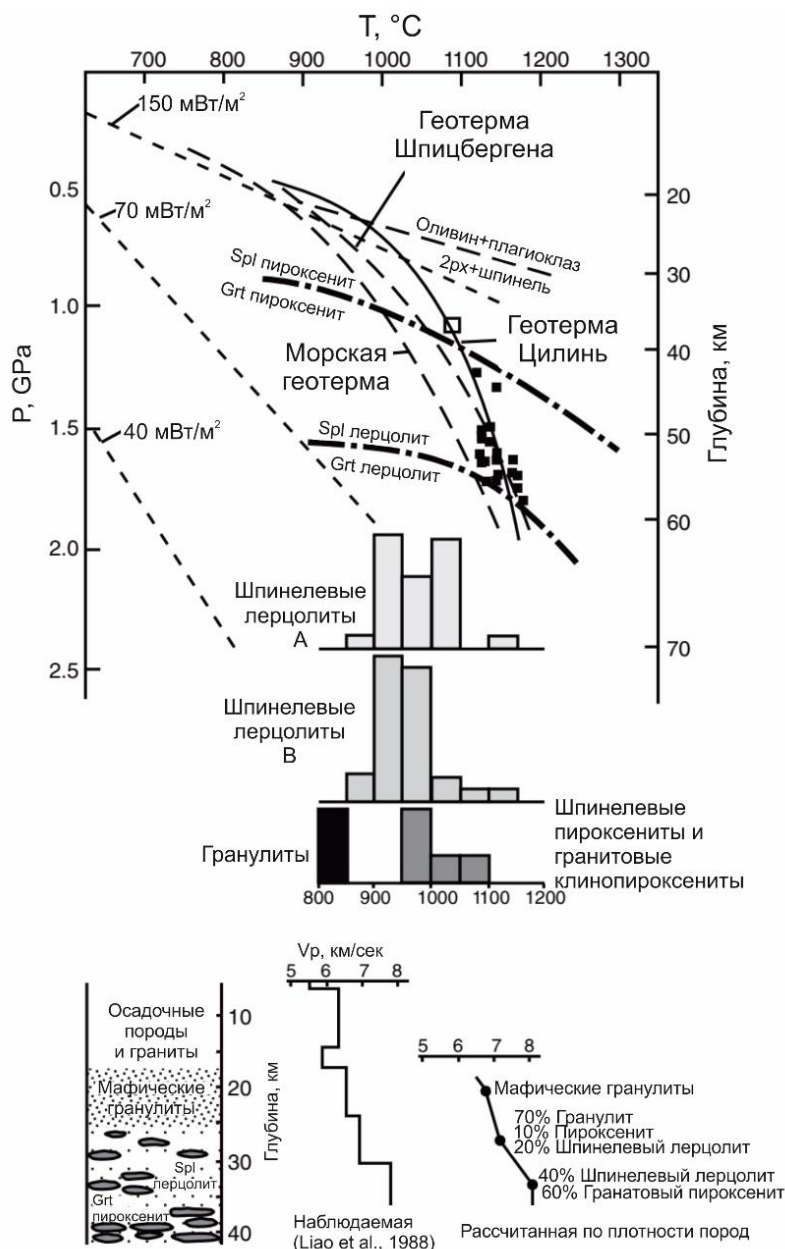


Рис 9. Геотерма глубинных ксенолитов местонахождения Цилянь на побережье Юго-Восточного Китая (Ху и др., 1996). На гистограммах показано распределение температуры для шпинелевых лерцолитов (рассчитано двумя методами). Сейсмический раздел Мохо залегает значительно ниже петрологически определенной границы коры и мантии.

Fig. 9. Deep-seated xenolith geotherm at the Qilin locality on the coast of Southeast China (Xu et al., 1996). The histograms show the temperature distribution for spinel lherzolites (calculated by two methods). The Moho seismic discontinuity lies well below the petrologically determined boundary between the crust and mantle.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовым террейном на Шпицбергене, Арктическая Норвегия

Четвертичные щелочные базальты с глубинными ксенолитами извергались на северо-западном краю Шпицбергена (самого большого острова архипелага Шпицберген)

по обе стороны крупного сдвигового разлома, обозначающего край грабена, заполненного красноцветными девонскими осадочными породами. Верхняя кора представлена неопротерозойскими гнейсами по одну сторону разлома и мезопротерозойскими гнейсами (под красными слоями) с другой.

U–Pb-датирование цирконов показывает образование большей части нижнекоровых гранулитов с обеих сторон разлома в архее (3.2–2.5 млрд лет назад). Разлом проходит по единому литосферному террейну, поверхностные различия которого отражают расслоение и надвигание верхней коры во время каледонского орогенеза и девонского рифтогенеза.

Среди глубинных ксенолитов из базальтов распространены гранатовые вебстериты, по которым получены сходных геотермы по обеим сторонам разлома. Имеются также шпинелевые перидотиты и нижнекоровые гранулиты (Amundsen et al., 1987, 1988; Griffin et al., 2012). Для сульфидов из глубинных ксенолитов перидотитов, отобранных на западном крыле разлома (Griffin et al., 2012), получена архейская Re–Os датировка (до 3.3 млрд лет). Модельные TRD Re–Os датировки по валовым составам дают оценку возраста до 2.8 млрд лет (Choi et al., 2010) и

многократные наложенные протерозойские события. В глубинных ксенолитах, отобранных в восточном крыле разлома, архейские сульфиды не обнаружены. Их отсутствие связывалось с обширным кайнозойским метасоматозом архейского протолита, что подтверждается распространением в перидотитовых нодулях метасоматических минералов амфибола, апатита и флогопита (Griffin et al., 2012).

Сейсмическая зона перехода коры–мантия толщиной 5 км (Chan and Mitchell, 1982) сопоставляется с гранулит-перидотитовой ассоциацией глубинных ксенолитов (рис. 10) (Amundsen et al., 1987, 1988; Griffin et al., 2012). По результатам изучения глубинных ксенолитов ПЗКМП определяется на глубине около 25 км, в середине сейсмической переходной зоны. В этом случае оценки глубин сейсмического раздела Мохо и ПЗКМП хорошо согласуются между собой.

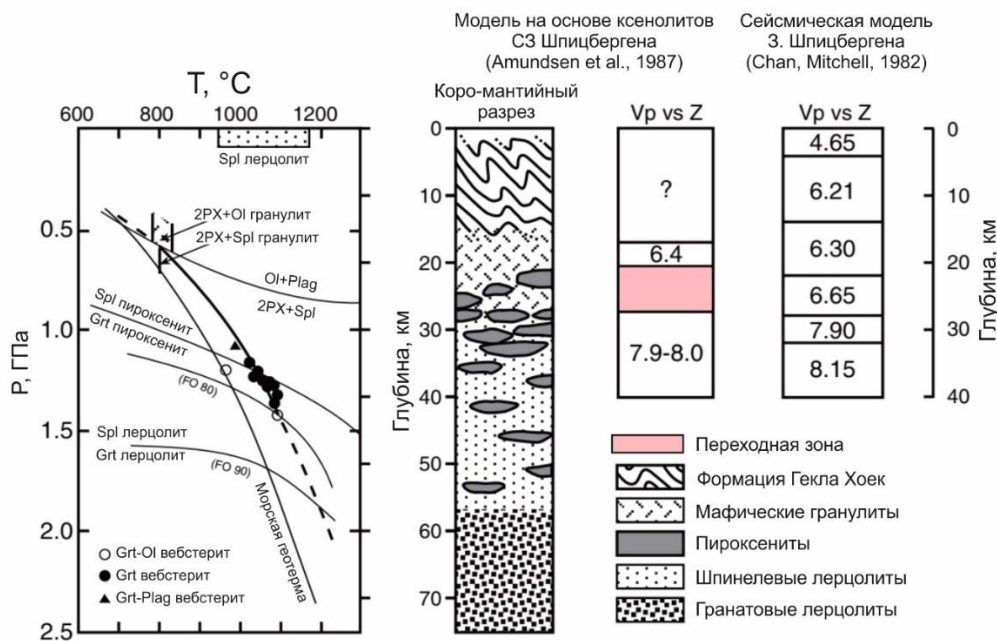


Рис. 10. Геотермальные и корово-мантийные разрезы, построенные по глубинным ксенолитам для северо-западного Шпицбергена, Арктическая Норвегия, в сопоставлении с сейсмическими данными (Amundsen et al., 1987). Геотерма расположена намного выше эталонной геотермы Юго-Восточной Австралии. Сейсмические и петрологические данные свидетельствуют о переходе от архейской нижней коры к литосферной мантии с высоким содержанием пород основного состава, роль которых к низу снижается.

Fig. 10. Geothermal and crust-mantle discontinuities built from deep-seated xenoliths for northwestern Svalbard, Arctic Norway, compared with seismic data (Amundsen et al., 1987). The geotherm is located well above the reference geotherm of South East Australia. Seismic and petrological data indicate a transition from the Archean lower crust to a lithospheric mantle with a high content of mafic rocks, the role of which decreases downward.

Граница Мохо и ПЗКМП под гранулитовым террейном в Восточно-Тункинском блоке, Южная Сибирь

На V_p разрезе, составленном по данным глубинного сейсмического зондирования вдоль осевых рифтовых структур центральной части Байкальской рифтовой зоны (Крылов и др., 1981), отчетливо проявилась смена характера коро-мантийного перехода между Тункинской долиной и Южно-Байкальской впадиной. Под Южно-Байкальской впадиной, в верхней части мантии, на глубинах от 93 до 35 км, выделена линза аномально низких скоростей (7.7–7.8 км/с). Подобная низкоскоростная линза показана под Тункинской впадиной, но между впадинами получен резкий скоростной переход от коры к мантии. Под восточной частью долины определен раздел Мохо с пограничной скоростью 8.1 км/с на глубине около 49 км. На V_s -разрезе сейсмической томографии, также составленном вдоль осевых рифтовых структур (по профилю п. Монды – п. Хурамша) раздел Мохо обозначен на такой же глубине (Мордвинова и др., 2019).

В восточной части Тункинской долины и на сопредельных территориях шарыжалгайский и слюдянский метаморфические комплексы по степени метаморфизма картировались в 1970-1980-х гг. в рамках единой геологической структуры (Васильев и др., 1980). В слюдянском кристаллическом комплексе была установлена ярко выраженная метаморфическая зональность (Шафеев, 1970). Позже Шарыжалгайский блок был отделен от Слюдянского блока по Главному Саянскому разлому, который рассматривался как шов Сибирской платформы (Замараев и др., 1979; Васильев и др., 1997). В районе пос. Култук для этого разлома было установлено отчетливое падение к юго-западу под углом около 70° (Замараев и др., 1979; Rasskazov et al., 2021; ссылки в этих работах). Слюдянский кристаллический комплекс рассматривался как метаморфический субтеррейн Хамардабанского террейна, представляющий собой структуру докайнозойского фундамента, в которой ярко проявились процессы конвергенции, выразившиеся в складчатом строении и зональном метаморфизме кристаллических пород (Беличенко и др., 2006).

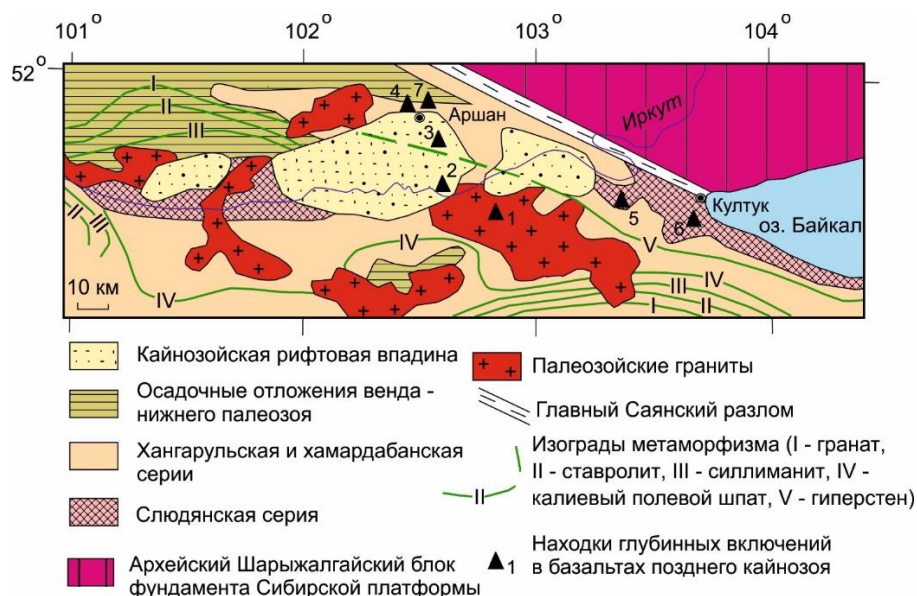


Рис. 11. Геологическая схема района Тункинской долины. Схема составлена по материалам А.А. Шафеева (1970), В.Г. Беличенко и др. (2006), Е.П. Васильева и др. (1981, 1997) с изменениями авторов. Местонахождения глубинных включений: 1 – Козья Шейка, 2 – Иркут, 3 – Хобок, 4 – Тункинские Гольцы-1, 5 – вулкан Карьерный, 6 – вулкан Сухой, 7 – Тункинские Гольцы-2.

Fig. 11. Geological scheme of the Tunka Valley area. The scheme was compiled after A.A. Shafeev (1970), V.G. Belichenko et al. (2006), E.P. Vasilyev et al. (1981, 1997) with additions. Locations of deep-seated inclusions: 1 – Kozya Sheika, 2 – Irkut, 3 – Hobok, 4 – Tunkinskiye Goltsy-1, 5 – Karerny volcano, 6 – Sukhoi volcano, 7 – Tunkinskiye Goltsy-2.

В кайнозой структура слюдянского кристаллического комплекса была унаследована восточной частью Тункинской рифтовой долины (рис. 11). Вулканизм ее восточной части получил развитие в Камарско-Становой зоне горячей трансформации во временном интервале 18–12 млн лет назад. Позже обстановка дивергенции в Восточно-Тункинском блоке сменилась конвергенцией, в результате которой образовался резкий структурный контраст между поднятой восточной частью долины и Южно-Байкальской рифтовой впадиной (Rasskazov et al., 2021).

В вулканических породах центральной и восточной частей Тункинской долины распространены глубинные включения. Каждое местонахождение характеризуется своей ассоциацией, не похожей на ассоциации глубинных включений других местонахождений. В разных местонахождениях определяются близкие по составу глубинные породы (Рассказов и др., 1989а,б; 1992, 2000; Ionov et al., 1995; Ащепков и др., 2003; Аило и др., 2019, 2021).

В зоне двупироксеновых гранулитов слюдянского кристаллического комплекса находится ассоциация глубинных нодулей из пород вулканов Сухой Камарской вулканической зоны и Карьерный Быстринской вулканической зоны (соответственно, местонахождения 6 и 5 на рис. 11). По результатам изучения представительной коллекции образцов из пород Карьерного вулкана глубинные нодули разделены на группы: 1) вторично обогащенных рестинов шпинелевых перидотитов, 2) вторично обогащенных шпинелевых перидотитов, близких по составу к первичной мантии, 3) метасоматитов подгрупп I и II, 4) магматических пород, комплементарных рестинам и 5) пород смешанного метасоматического и магматического генезиса, в том числе, микропироклолитов подгруппы 5а, других магматических пород подгруппы 5б и пород смешанного магматического-метасоматического генезиса 5в (Аило и др., 2021) (рис. 12).

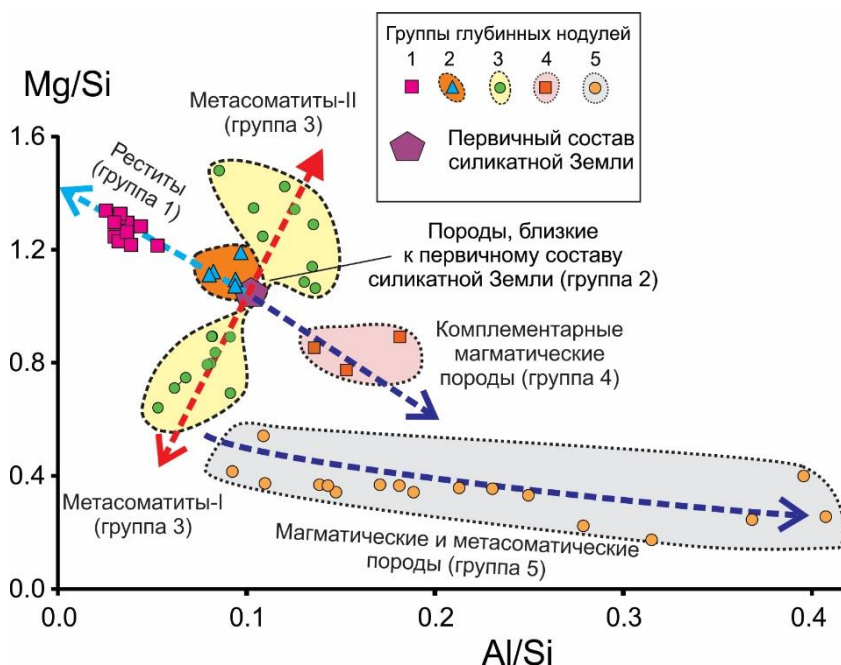


Рис. 12. Группирование глубинных нодулей на диаграмме Mg/Si – Al/Si (концентрации элементов в мас. %). Из работы (Аило и др., 2021) с дополнениями и упрощениями. Синими штриховыми линиями со стрелками обозначены тренды: обеднения пород групп 1 и 2 относительно первичного состава силикатной Земли (светло-синяя линия) и комплементарных магматитов (темно-синяя линия). Темно-синей штриховой линией выделен тренд магматитов и метасоматитов, красной штриховой линией – комплементарные тренды метасоматитов (подгруппы I и II). В группу 2 добавлены точки нодулей этого типа из вулканических пород Козьей Шейки (Рассказов и др., 2000).

Fig. 12. Grouping of deep-seated nodules in the Mg/Si – Al/Si diagram (element concentrations in wt %) (simplified after (Аило и др., 2021)). Blue dashed lines with arrows indicate trends: depletion of rocks of groups 1 and 2 relative to the primordial composition of the Silicate Earth (light blue line) and complementary magmatic rocks (dark-blue line). The dark-blue dashed line shows a trend of magmatites and metasomatites, the red dashed line demonstrates complementary trends of metasomatites (subgroups I and II). Group 2 includes data points of this type nodules from the Kozya Sheika volcanic rocks (Рассказов и др., 2000).

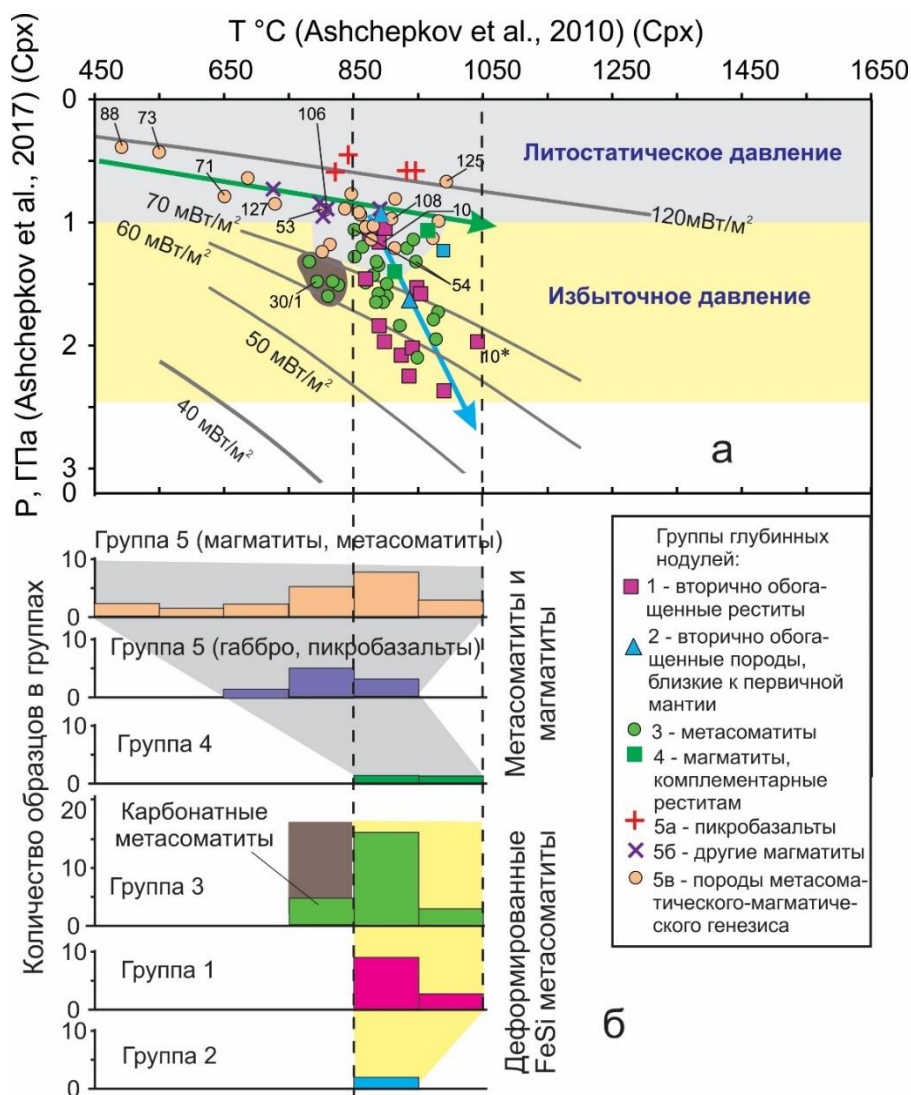


Рис. 13. Два тренда на РТ диаграмме глубинных нодулей из местонахождений Карьерного вулкана (а) и спроецированные температурные гистограммы выделенных петрогенетических групп пород (б). Зеленой линией со стрелкой показан тренд, соответствующий кондуктивному распределению тепла рифтов, синей линией со стрелкой – тренд, пересекающий кондуктивные геотермы. Кондуктивные геотермы показаны по работам (Pollack, Chapman, 1977; Koga et al., 1999; Goncharov, Ionov, 2012), геотерма 120 мВт/м² – по работе (Hasterok, Chapman, 2011). 10* – результат повторного измерения.

Fig. 13. Two trends on PT diagram of deep-seated nodules from the Karerny volcano (a) and projected temperature histograms of the identified petrogenetic rock groups (b). The green line with an arrow shows the trend corresponding to heat distribution in the lithosphere of rifts, the blue line with an arrow shows the trend that crosses conductive geotherms. Conductive geotherms are shown after Pollack, Chapman (1977), Koga et al. (1999), Goncharov, Ionov (2012). The 120 mW/m² geotherm is shown after Hasterok, Chapman (2011). 10* – result of a repeated measurement.

По пироксеновым термобарометрам (Ashchepkov et al., 2010, 2017) для глубинных пород получено два тренда: один – с

существенным изменением температуры при слабом изменении давления, другой – с существенным изменением давления при слабом

изменении температуры (рис. 13). Первый тренд находится в области низких давлений ($P=0.39-1.0$ ГПа) при температурном диапазоне $492-994$ °С и соответствует РТ-условиям высокой кондуктивной геотермы (около 120 мВ/м²). Подобные высокие кондуктивные геотермы характеризуют разогретую литосферу рифтов (Mercier, 1980). Второй тренд начинается от этой геотермы приблизительно при температуре $850-900$ °С и пересекает низкие кондуктивные геотермы 70 и 60 мВ/м² с ростом давления до 2.4 ГПа при узком диапазоне температур (от 852 °С до 990 °С).

Рифтовому тренду (высокой кондуктивной геотерме) соответствуют точки групп 4 и 5. Низкие температуры при низком давлении получены для фассаитового пироксенита BS-16-73 и пироксенита BS-16-88 (соответственно, $T=550$ °С, $P=0.43$ ГПа, и $T=492$ °С, $P=0.39$ ГПа). Породы рифтового тренда с низкими давлениями относятся к верхней части зоны КМП.

Тренд повышенных давлений обозначается точками пород групп 1 и 3. Пересечение этим трендом кондуктивных геотерм объясняется, исходя из анализа характера строения и вариаций состава изученных образцов группы 3. Среди них распространены находки пород с прожилками и контактами разного состава. Прожилково-контактовое строение характерно для пород II подгруппы метасоматитов группы 3, смещенных относительно примитивного состава Земли на диаграмме Mg/Si – Al/Si с возрастанием обоих отношений (за счет снижения Si). В I подгруппе метасоматитов группы 3 оба элементных отношения, наоборот, снижаются (за счет возрастания Si).

Из деформированного субстрата вместе с кремнием перераспределялось железо. Метасоматические FeSi компоненты комплексно перераспределялись из глубинных пород, испытавших хрупкие деформации с разрывами, в породы-концентраторы этих компонентов. Подобная тесная связь между Fe и Si была установлена в источниках псевдоталитов, образовавшихся в результате развития косейсмических процессов в коровых очагах землетрясений, и в источниках вулканических пород Култуковского вулкана

(Rasskazov et al., 2021). Ряд глубинных нодулей «метасоматит с высокими отношениями Mg(Fe)/Si и Al/Si → метасоматит с низкими отношениями Mg(Fe)/Si и Al/Si → метасоматит+магматит» служит еще одним свидетельством развития процессов синкинематического перераспределения Si и Fe в области коромантийного перехода.

Соответственно, сложные деформированные образцы рассматриваются как показатель избыточного давления, которое было следствием концентрации тектонических напряжений и разрушения хрупких пород. Как следствие, синкинематическое возрастание давления в этих породах повлекло за собой изменения барофильных компонентов клинопироксена. Из полного взаимного перекрытия фигуративных полей глубинных пород групп 3 и 1 на РТ диаграмме рис. 13 следует, что тектонические напряжения, вызывавшие избыточное давление, концентрировались в литологически индивидуализированном слое перидотитов и пироксенитов, который составлял нижнюю часть области коромантийного перехода.

Разрез области КМП Восточно-Тункинского блока

По РТ-параметрам, геохимическим критериям (Аило и др., 2019, 2021), а также присутствию минеральных фаз малой плотности (магнезиальных пироксенов и оливина) при отсутствии более плотной фазы граната нодули тренда, соответствующего кондуктивным геотермам, условно рассматриваются как отторженцы литологически неоднородного деформированного и метасоматизированного слоя с магматическими выплавками, расположенного под гранулитами (ориентировочная глубина $25-35$ км), а нодули тренда, пересекающего кондуктивные геотермы, – как отторженцы более прочного (деформированного и метасоматизированного с избыточными давлениями) слоя шпинелевых перидотитов и пироксенитов (ориентировочная глубина $35-40$ км).

Под Восточно-Тункинским блоком выделяются слои: 1) гранулитов; 2) пород четвертой и пятой групп низкого давления ($P=0.4-1.0$ ГПа) (авгитовые, салитовые, диопсидовые и фассаитовые пироксениты,

плагноклазовые пироксениты, габброиды и пикробазальты), 3) пород первой–третьей групп повышенного давления (от 1.0 до 2.4 ГПа) (перидотиты и пироксениты) и 4)

литосферных источников базальтовых расплавов, излившихся в Тункинской долине (реститовые гранатые перидотиты) (рис. 14).

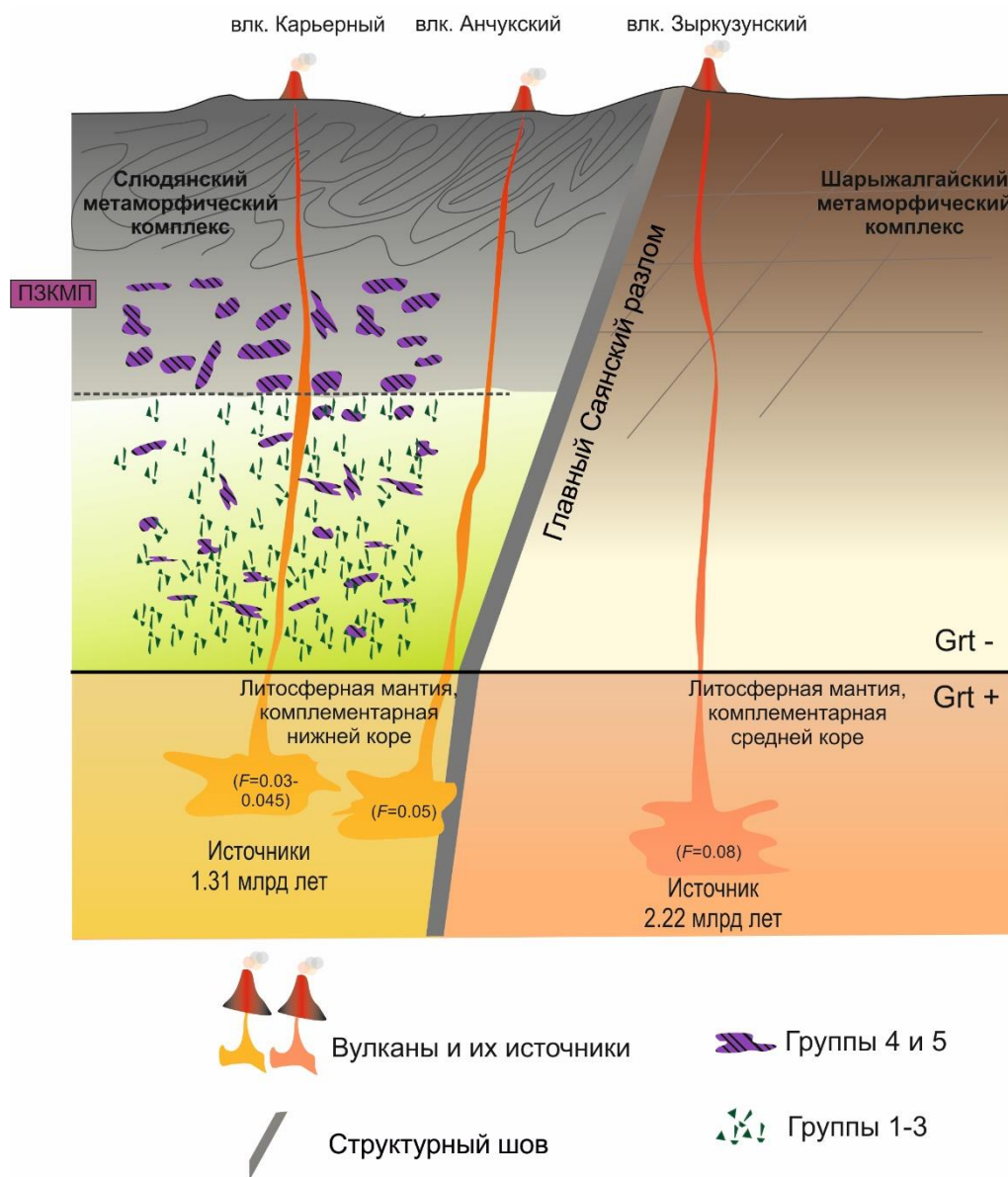


Рис. 14. Схема слоев литосферы под вулканом Карьерный Быстринской вулканической зоны, реконструированная на время лавовых извержений около 13 млн лет назад. F – степень частичного плавления.

Fig. 14. Scheme of layers in the lithosphere under the Karerny volcano of the Bystraya volcanic zone, defined at the time of lava eruptions about 13 Ma. F – degree of partial melting.

Обсуждение

Предварительные замечания

Под современной континентальной Азией геофизический раздел Мохо находится в основном на глубине около 40 км. Под

орогенами эта геофизическая граница опускается на глубину 50–60 км. Максимальная глубина раздела Мохо (74 км) определена под Тибетско-Гималайским орогеном (Li et al., 2006). Под позднефанерозойскими осадочными бассейнами Восточной Азии (Сунляо, Средне-Амурским и др.) раздел Мохо

поднимается до глубины 28 км. Пространственное изменение глубины раздела Мохо отражает современное соотношение мантийных и коровых процессов, установившееся в Азии на новейшем геодинамическом этапе становления континентальной литосферы.

Литосфера Азии испытывала неоднократные синорогенные и синрифтовые преобразования. С одной стороны, зона КМП, соответствующая разделу Мохо, могла находиться в геологическом прошлом на глубине 25–30 км, но вследствие орогенеза слой пород литосферной части мантии вовлекался в преобразования, при которых его плотностные и скоростные характеристики сменялись характеристиками, свойственными коре. С другой стороны, толстая литосфера утонялась в результате рифтогенеза. В работах середины прошлого века (Белоусов, 1968) образование современных глубоких впадин на земной поверхности (таких как впадина Черного моря) объяснялось процессами базификации коры. Исходя из результатов измерений высокого теплового потока предполагалось внедрение глубинных магматических тел под Байкалом (Зорин и др., 1979). Для объяснения механизмов развития зон растяжения геофизики неоднократно обращались к механизму магматического подслаивания и образования даек в коре (Keller et al., 1994; Thybo et al., 2000; Lyngsie et al., 2007; Daly et al., 2008; Nielsen, Thybo, 2009;).

Рассмотренные примеры ПЗКМП с гранулитовой верхней корой характеризуют древнюю континентальную литосферу с выходами на земную поверхность гранулитов кратонов и более молодую континентальную литосферу внекратонных гранулитовых террейнов складчатых областей. В вертикальных разрезах гранулиты и перидотиты обозначают случаи хорошего соответствия геофизического раздела Мохо определениям ПЗКМП как смены гранулитов перидотитами (например, под Северо-Китайским кратоном). Но выявляется также градационный характер перехода от континентальной коры к литосферной мантии в переслаивании гранулитов с пироксенитами и перидотитами (например, под Восточной Австралией). Переслаивание охватывает глубины от нескольких км до десятков км. В разрезе КМП коровые

петрологические характеристики сменяются мантийными от пропорций доминирующих пироксенитов и гранулитов (ассоциирующихся с корой) к пропорциям доминирующих перидотитов (обозначающих переход к литосферной мантии). Перидотиты присутствуют на разных глубинных уровнях коры и переходят в категорию пород мантийной части литосферы только при вытеснении с глубиной менее плотных гранулитов и пироксенитов.

Для понимания места в ПЗКМП глубинных нодулей из вулканических пород вулкана Карьерный в качестве исходного источника информации служит положение современной границы Мохо под Тункинской долиной и Южно-Байкальской впадиной (Крылов и др., 1981; Мордвинова и др., 2019). В геологической структуре Восточно-Тункинского блока находятся гранулиты Слюдянского кристаллического комплекса. Зоне гранулитов соответствует часть кайнозойской Тункинской рифтовой долины, развивавшаяся в условиях горячей транстенсии, но испытывавшая затем тектоническую инверсию в условиях транспрессии. Петрологическая специфика глубинных пород во время транстенсии и их соотношение с современным разделом Мохо выявляется при сравнительном анализе полученных данных ПЗКМП Восточно-Тункинского блока с данными о ПЗКМП, получившим разные петрологические соотношения с современным разделом Мохо под гранулитовыми террейнами, с одной стороны, Восточной Австралии–Цилиния и, с другой стороны – Северо-Китайского кратона.

Сопоставление ПЗКМП Восточно-Тункинского блока и гранулитовых террейнов Восточной Австралии–Цилиния: низкотемпературные РТ параметры нодулей, развитие хрупких деформаций, FeSi метасоматоза и плавления

Из рассмотренных примеров наиболее высокие температуры при низких давлениях дает геотерма Цилиния. Геотерма Юго-Восточной Австралии при низких давлениях сходится с трендом фигуративных точек глубинных нодулей из пород вулкана Карьерного, а при высоких давлениях – с геотермой Цилиния (рис. 15).

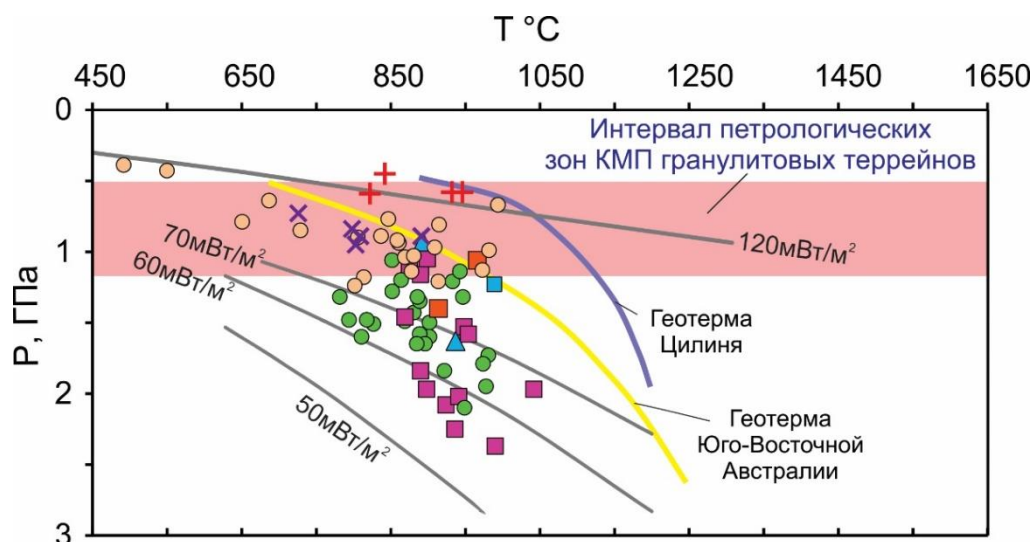


Рис. 15. Диаграмма сопоставления РТ-параметров глубинных нодулей из вулканических пород Карьерного вулкана с интервалом петрологических зон КМП гранулитовых террейнов и геотермами (исходная информация для диаграммы приведена на рис. 1–5, 8, 9).

Fig. 15. Diagram of comparison of PT parameters of deep-seated nodules from volcanic rocks of the Karermy volcano with the interval of petrological zones of the CMT of granulite terranes and geotherms (initial information for the diagram is given in Figs 1–5, 8, 9).

Рассчитанные давления пород магматического и смешанного (магматического-метасоматического) генезиса ПЗКМП Восточно-Тункинского блока соответствуют интервалу ПЗКМП гранулитовых террейнов. Переход к крутому тренду пород групп 1–3 Карьерного вулкана подобен крутому наклону геотермы Цилиня, но при пониженных (приблизительно, на 200 °С) температурах. Такие низкие температуры в корневой части Восточно-Тункинского блока около 13 млн лет назад характеризовали его материал как хрупкий. В условиях активных движений литосферы в породах накапливались тектонические напряжения, реализовавшиеся в палеосейсмических подвижках, сопровождавшихся флюидизацией, метасоматозом и плавлением.

Точка геотермы Юго-Восточной Австралии, проходящая через угловое сочетание трендов Восточно-Тункинского блока КМП, соответствует давлению около 1 ГПа и оценивается литостатическим давлением пород на глубине около 35 км. Эта глубина может условно рассматриваться как исходная для накопления тектонических напряжений. Чем дальше смещаются точки от угла трендов по направлению к геотерме 50 мВт/м², тем холоднее становится субстрат и, следовательно,

в нем могут концентрироваться более высокие упругие напряжения, предшествующие более сильным сейсмогенерирующим деформациям.

Особенность глубинных пород, вынесенных из-под вулкана Карьерного Быстринской вулканической зоны, – признаки активных тектонических процессов, выразившихся в избыточном давлении, которое было следствием концентрации тектонических напряжений до и во время вулканической деятельности около 13 млн лет назад. Породы обычно приобретают пластичность в условиях повышения температуры, но при низкой температуре, которая обозначена нодулями из корневой части Восточно-Тункинского блока, могли концентрироваться значительные тектонические напряжения, реализовавшиеся в сильных палеосейсмических ударах.

Преобразование пород глубинных нодулей Карьерного местонахождения проявляется при их сопоставлении с глубинными нодулями полевошпатовых лерцолитов из местонахождений Хамар-Дабана (Тумусун, Маргасан, Слюдянка и юго-западный Хамар-Дабан). В нодулях всех местонахождений полевые шпаты образуют почти непрерывный ряд составов от плагиоклаза An₅₀ до санидина Or₆₅ (Ionov et al., 1995). Фигуративные точки

полевых шпатов глубинных нодулей из граббродных нодулей и микрокродолеритовых жил в лерцолитовых нодулях из базальтов вулкана Карьерного располагаются на окончании плагиоклазового ряда и в средней части щелочно-полевошпатового ряда хамардабанского полевошпатового тренда. Отсутствие в них промежуточных составов свидетельствует о кристаллизации полевых шпатов при субсолидусном снижении температуры.

В милонитах Главного Саянского разлома (в районе Култукского вулкана) была изучена система жил и даек, включающих умеренно-Ti базитовые псевдотахилиты, имеющие коровые геохимические характеристики. Подобные выплавки обычно генерируются в очагах землетрясений при выделении тепловой энергии во время сильных сейсмических ударов (Sibson, 1977; Swanson, 1992, 2005; Cowan, 1999). Сопоставление состава псевдотахилитов и вулканических пород Камарско-Становой зоны горячей трансензии (КСЗГТ) показало их общее отличие от базальта океанических островов (ОИВ) и принадлежность к литосферным источникам КМП. На диаграмме Th/Yb – Ta/Yb базитовые псевдотахилиты из зоны Главного Саянского разлома обозначают коровый источник, интерпретирующийся как комплементарная составляющая малоглубинного безгранатового источника КМП и более глубинного гранат-содержащего источника литосферной мантии. Соответственно, магматические расплавы псевдотахилитов впрыскивались в милониты Главного Саянского разлома из источника его корневой части, а магматические расплавы КСЗГТ изливались из комплементарного источника модифицированного рестигового материала, утратившего компонент псевдотахилитов основного состава. Кроме Th/Yb и Ta/Yb, источники умеренно-Ti базитовых псевдотахилитов комплементарны источникам коро-мантийного перехода по содержаниям SiO₂, FeO_{общ.} и K₂O, а также по отношениям K₂O/Na₂O, (La/Yb)_N и Ce/Pb (Rasskazov et al., 2021).

Сопоставление ПЗКМП Восточно-Тункинского блока и Северо-Китайского кратона: соотношение времени инкубации

мантийных источников кайнозойских базальтов и возраста гранулитовых террейнов

Сравнивая разрезы корневых частей Северо-Китайского кратона и Восточно-Тункинского блока (см. рис. 3, 4), нетрудно видеть общие петрологические процессы генерации ПЗКМП механизмом внедрения и подслаивания магматических тел.

Для Северо-Китайского кратона определяется самый древний компонент возрастом около 4.0 млрд лет и последующие аккрецированные комплексы с неоднократной переработкой нижней коры. Выделяются важнейшие интервалы разрастания кратона – неоархейский (2.8–2.5 млрд лет) и палеопротерозойский (1.9–1.8 млрд лет). Неоархейская датировка 2587±86 млн лет получена для наименее метасоматизированных ксенолитов шпинелевых перидотитов из базальтов Ханнуобы Lu–Hf методом (Choi et al., 2008), палеопротерозойская датировка около 1.9 млрд лет – Re–Os методом (Rudnick et al., 2004). В Кондалитовом поясе установлена последовательность событий временного интервала 1.94–1.80 млрд лет (Jiao et al., 2020). Локально обозначилось неопротерозойское событие (0.6 млрд лет).

Кратон находился в субдукционных и коллизийных соотношениях с сопредельными блоками. Самая нижняя кора юга Северо-Китайского кратона была нарушена фанерозойской субдукцией кратона Янцзы. Нижняя кора северного и восточного краев кратона испытала влияние мезозойской и палеогеновой аккреции террейнов (Zheng, 2021). Поверхностный остов Северо-Китайского кратона в верхней-средней коре возрастом 3.5 млрд лет дополнен палеопротерозойским материалом, подслоенным в средней коре (1.98 млрд лет назад) и нижней коре (1.8 млрд лет назад) (т.е. в начале и в конце образования Кондалитового пояса). Такая же генерация коры могла возобновляться в позднем палеозое-мезозое.

В метаморфических породах, образующихся в условиях высоких температур, U–Pb изотопная система цирконов открыта (Raquette et al., 1989). При датировании глубинных гранулитовых ксенолитов должна учитываться кинетика радиогенного Pb в цирконах при повышенной температурах,

которые существуют в нижней коре длительное время. Температурные оценки гранулитовых ксенолитов, поднятых базальтовыми расплавами из нижней коры охватывают интервал от <700 °C на глубине <30 км до 850 °C на глубине $35\text{--}45$ км (см. рис. 7, 9). При температуре около 700 °C скорость диффузии радиогенного Pb в цирконе возрастает (Cherniak et al., 1991). При более высокой температуре радиогенный свинец диффузионно теряется цирконом. Диффузия сдерживается фактором давления, поэтому в условиях нижней коры температура закрытия U–Pb изотопной системы циркона может несколько возрасти. Высокая температура, превышающая закрытие U–Pb изотопной системы циркона, могла соответствовать режиму Лапласа, при котором весь радиогенный Pb, образующийся в цирконе в результате радиоактивного распада U, обращается в диффузионные потери. Таким образом, радиоизотопная система не сохраняет истинный возраст пород, а отражает исключительно кинетические эффекты радиоизотопной системы циркона, не имеющие отношения к датированию геологических процессов (Rasskazov et al., 2010). Молодые (фанерозойские) датировки основания нижней коры могут объясняться диффузионными потерями радиогенного Pb, поэтому действие фактора подслаивания фанерозойского материала требует дополнительной аргументации. В позднем кайнозое механизм подслаивания коры под Китайским кратоном не проявился.

Под Восточно-Тункинским блоком в основании гранулитового слоя внедрялись и застревали тела основного (пироксенитового, габбрового) и ультраосновного (микрострофолеритового и перидотитового) состава. Эффективные аналоги микрострофолеритов (пикробазальты) извергались в Камарской вулканической зоне около 15 млн лет назад (Рассказов и др., 2013). В это время расплавы могли частично задерживаться в коре.

В Северо-Китайском кратоне гадейской коры не известно, но различаются гадейские источники протомантии кайнозойских вулканических пород (время инкубации материала источников $4.54\text{--}4.51$ млрд лет). Датировки поверхности и подслоенных частей гранулитовой коры в целом сопоставляются с $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировками источников кайнозойских вулканических пород, полученным по их валовым составам на территории кратона. Древнейшему компоненту коры кратона (4.0 млрд лет) соответствует материал источника вулканов о-ва Чеджу и района Жунгок северо-восточной части кратона, а также провинции Анхой на его юго-восточной границе. Для становления ПЗКМП Ханнуобы на северном краю кратона имела главное значение генерация источников толеитовых базальтов в глубокой части верхней мантии, связанной с материалом протомантии, одновременно с генерацией нижней коры около 2.6 и 1.8 млрд лет назад. Более поздние источники Байиньсянь (1.48 млрд лет) и Анхой (1.19 млрд лет) имеют аномальные Pb-изотопные отношения и могут характеризовать плавление литосферного материала (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022) (рис. 16а).

Учитывая воспроизводимость древних U–Pb датировок циркона (интервал от >3.0 до 1.8 млрд лет) в среднем и верхнем слоях нижней коры Северо-Китайского кратона, их соответствие датировкам пород на его поверхности и мантийным источникам вулканических пород, эти датировки можно считать как соответствующие геологическому возрасту глубинных слоев. Соответствие геологическому возрасту более молодых датировок слоя в основании нижней коры (интервал от 440 до 47 млн лет) вызывает сомнения, хотя в кратоне имеются магматические события, перекрывающие обозначенный интервал.

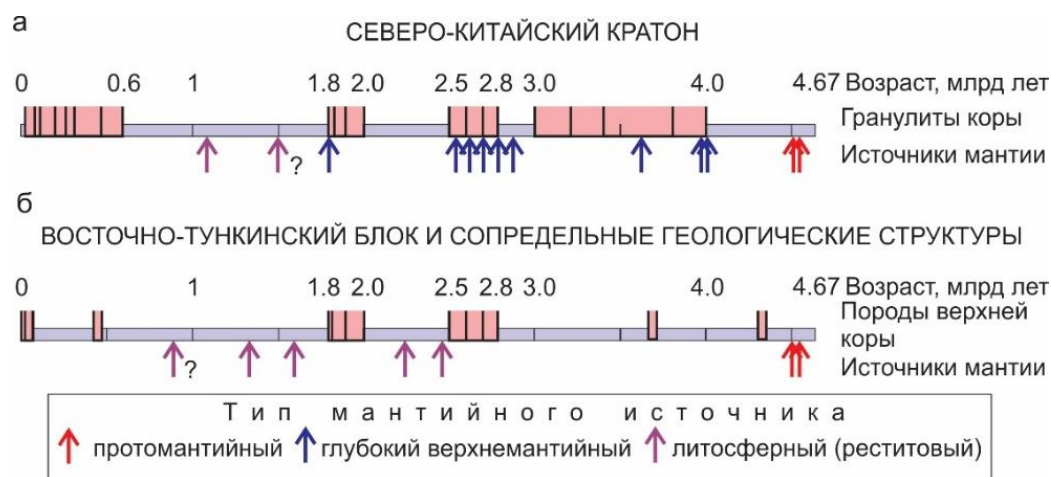


Рис. 16. Возрастные соотношения мантийных источников и пород коры в Северо-Китайском кратоне (а) и Восточно-Тункинском блоке с сопредельными территориями (б). Для Северо-Китайского кратона использованы данные о возрасте пород на поверхности коры и в ее подслоенных частях (рис. 3, 6–9) и данные об инкубации мантийных источников кайнозойских вулканических пород (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022), для Восточно-Тункинского блока и сопредельных территорий – данные о возрасте пород на поверхности коры, приведенные в обзорах (Чувашова, Рассказов, 2014; Rasskazov et al., 2021), и данные об инкубации мантийных источников кайнозойских вулканических пород (Rasskazov et al., 2020, 2021, 2022).

Fig. 16. Age relationships between mantle sources and crustal rocks in the North China craton (a) and East-Tunka block with adjacent areas (b). For the North China Craton, we used data on the age of rocks on the surface of the crust and in its underlying parts (Figs 3, 6–9) and data on the incubation of mantle sources of Cenozoic volcanic rocks (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022), for the East-Tunka block and adjacent areas, data on the age of rocks on the surface of the crust given in reviews (Чувашова, Рассказов, 2014; Rasskazov et al., 2021), and data on the incubation of mantle sources of Cenozoic volcanic rocks (Rasskazov et al., 2020, 2021, 2022).

Общее соответствие между временем инкубации мантийных источников и временем генерации коры прослеживается также под Тункинской долиной и сопредельными территориями юго-восточной части Восточного Саяна (рис. 16б). По модели рудных свинцов в Гарганском блоке регистрируется компонент гадейского протолита. По $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировкам в источниках кайнозойских вулканических пород также различается материал гадейской протомантии (время инкубации 4.53–4.50 млрд лет). На поверхности коры обнажаются породы от нижнего докембрия до нижнего палеозоя. Источник пород Култукского вулкана, расположенного в пределах Сибирского кратона (северо-восточнее Главного Саянского разлома), имеет $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку 2.22 млрд лет, а источник пород Карьерного вулкана, смещенного в Восточно-Тункинский блок (к юго-западу от Главного Саянского разлома), – более молодую $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датировку 1.31 млрд лет. ПЗКМП обозначилась в древнем (кратонном)

и более молодом (внекратонном) источниках вулканических пород. Имеются признаки события около 0.9 млн лет назад (Rasskazov et al., 2021). Гранулитовый метаморфизм, проявившийся в Восточно-Тункинском блоке около 488 млн лет назад, обозначил позднее конвергентное событие между Слюдянским и Шарыжалгайским блоками с распространением синколлизонных глиноземистых гранитов. После гранулитового метаморфизма ПЗКМП была преобразована внедрением габброидных и габбро-сиенитовых тел около 471 млн лет назад (Грудинин и др., 2004). В позднем кайнозое ПЗКМП также испытала весьма существенные преобразования.

Разноглубинные слои ПЗКМП Северо-Китайского кратона генерировались неоднократно под его древнейшим верхним-средним слоем, а Тункинская зона КМП развивалась сначала (2.22 млрд лет назад) в кратонном древнем блоке литосферы Сибирского палеоконтинента, а затем (с 1.31 млрд лет назад) в пограничной структуре более

молодого Восточно-Тункинского блока. В позднем кайнозое между разновозрастными литосферными блоками развивались пограничные процессы.

Петрографические и минералогические признаки глубинных тектонических напряжений и срывов (по нодулям из вулканических пород)

Итак, глубинные нодули из пород вулкана Карьерного характеризуются существенными хрупкими деформациями, сопровождавшимися развитием метасоматических и магматических процессов. Признаки глубинных тектонических напряжений, выразившихся в избыточном давлении, и реализовавшихся в срывах глубокой части литосферы установлены в глубинных породах других территорий: в нодулях из лав вулкана Большой, извергавшихся в долине р. Бартой бассейна Джиды Юго-Западного Забайкалья около 0.8 млн лет назад, и в нодулях из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам, извергавшегося на Тарятском вулканическом поле в Центральной Монголии около 0.4 млн лет назад (Рассказов, 1985; Рассказов и др., 1989в).

Среди джидинских нодулей были обнаружены ортопироксенсодержащие железомagneзиальные породы, переходные от гранатовых клинопироксенитов к безгранатовым перидотитам. В переходной породе (шпинелевом вебстерите) содержится 35–40% ортопироксена. Его зерна сильно трещиноваты и обладают строго упорядоченной пространственной ориентировкой оптической индикатрисы. Клинопироксен не деформирован. Его содержание приблизительно соответствует содержанию ортопироксена. Количество шпинели зеленовато-серого цвета достигает 20%. В отличие от гранатовых лерцолитов, содержащих шпинель и гранат во взаимном сростании и образующих единый равновесный минеральный парагенезис, в шпинелевом вебстерите зерна шпинели на контакте с зернами ортопироксена имеют реакционную гранатовую кайму, образовавшуюся в результате относительного возрастания давления. Об этом, помимо перехода шпинель+ортопироксен → гранат, свидетельствуют высокие содержания в клинопироксене Al^{VI} (0.223

атома на 6 ф.е.), входящего в жадеитовый минал (8.9 мол.%).

В базанитах вулкана Большого распространен спектр пород с постепенными переходами от эклогитоподобных гранатовых клинопироксенитов до гранатсодержащих гранулитов, в которых содержание кислого плагиоклаза составляет до 70%. Породы промежуточного состава между гранатовыми клинопироксенитами и гранулитами характеризуются сложным строением. В них появляется пегматоидный, прожилковый и интерстиционный амфибол, реже флогопит. При продвижении от амфибол-флогопитовых прожилков во вмещающий гранатовый клинопироксенит флогопит исчезает. В пегматоидных выделениях амфибола нередко заключены более мелкие зерна клинопироксена, оливина и слабо просвечивающейся темносерой шпинели, присутствуют ламеллы клинопироксена, свидетельствующие об относительном снижении температуры среды. Включений граната в пегматоидных и прожилковых амфиболах не обнаружено, но он появляется во вмещающих гранатовых клинопироксенитах в виде сильно уплощенных интерстиционных зерен.

Глубинные нодули промежуточного состава (переходные плагиоклазсодержащие гранатовые клинопироксениты) рассматривались как контактовые породы глубинного тектонического срыва, наиболее сильно трещиноватые и проницаемые для магматических расплавов и флюидов. Нодули гранатовых клинопироксенитов воспринимались как остов весьма прочных пород, а нодули существенно плагиоклазовых гранулитов как пластичные глубинные породы. Плагиоклазы всех изученных эклогитоподобных пород имеют один и тот же состав (An_{40}). В гранулите плагиоклаз имеет полностью упорядоченные кристаллооптические характеристики, в переходных разностях пород – характеристики с промежуточной степенью упорядоченности. И гранатовые клинопироксениты, и гранулиты оказались слабо проницаемыми и почти не затронуты метасоматозом.

Предполагая промежуточный первоначальный состав переходных пород зоны глубинного тектонического срыва между

гранатовым клинопироксеном и гранулитом, устанавливается привнос TiO_2 , CaO и вынос Al_2O_3 и возрастание степени окисления железа. В минералогическом отношении изменение состава промежуточных пород выражено новообразованиями в них амфибола. Клинопироксен пород промежуточной зоны хрупких тектонических деформаций отличается повышенными содержаниями Al_2O_3 , Na_2O , TiO_2 и пониженным содержанием MgO. Содержание Al_2O_3 в клинопироксене возрастает в шестерной координации (Al^{VI} в клинопироксене пород из "берегов" зоны проницаемости – 0.163–0.167 атомов на 6 ф.е., в пределах зоны – 0.206 атомов). Оксид Na_2O входит в жадеитовый компонент клинопироксена. При пересчете с последовательным выделением миналов $NaCrSi_2O_6$, $NaFeSi_2O_6$ (эгирин) и $NaAlSi_2O_6$ (жадеит) содержание последнего из них в клинопироксене «берегов» зоны проницаемости составило интервал 2.7–3.1 мол.%, в пределах зоны – 5.8 мол.%. Следовательно, тектоническому срыву в этих породах предшествовало накопление упругих напряжений, выразившееся в избыточных давлениях.

Датирование глубинных амфиболсодержащих нодулей из джидинских вулканических пород в Sm–Nd и Rb–Sr изотопных системах показало сильный разброс точек на изохронных диаграммах с расчетами Sm–Nd датировок 301 ± 132 млн лет, 327 ± 87 млн лет, Rb–Sr датировок 334 ± 145 млн лет, 400 ± 150 млн лет и около 7 млн лет (клинопироксен, амфибол, флогопит). Такой набор результатов был интерпретирован как показатель событий обогащения мантии во временном интервале 450–300 млн лет назад (Ionov et al., 1992). Полученная U–Pb датировка цирконового мегакристалла 282 млн лет (неопубликованное определение С.А. Бауринга) моложе этого интервала. Она соответствует возрасту широко распространенной возрастной генерации гранитов Западного Забайкалья. Наконец, для амфибола из образца амфибол-шпинелевого лерцолита были определены концентрации радиогенного аргона-40, соответствующие радиоактивному превращению калия-40 в течение первых млн лет (определения С.Б. и И.С. Брандтов). Учитывая Rb–Sr возрастную оценку по клинопироксену,

амфиболу и флогопиту около 7 млн лет (Ionov et al., 1992) и приблизительно такую же K–Ar возрастную оценку по амфиболу можно считать новообразования амфибола продуктом позднекайнозойского преобразования глубинных пород. Следовательно, маркированные амфиболом и флогопитом тектонические срывы в глубинных джидинских породах должны относиться к концу кайнозоя.

В глубинных нодулях из резургентного материала вулкана Шаварын-Царам известны находки нодулей гранатовых клинопироксенов и гранулитов, близких по составу нодулям из базанитов вулкана Большого. В этих породах также обращает на себя внимание поведение барофильных элементов клинопироксена. По данным В.В. Кебезинскас (1979), в клинопироксене гранатовых клинопироксенов в пересчете на шесть атомов кислорода приходится 0.133–0.176 атомов Al^{VI} , в плагиоклазсодержащих эцлогитоподобных породах – 0.181–0.205 атомов Al^{VI} . Как и в нодулях из пород вулкана Большого, состав клинопироксена характеризует избыточное локальное давление на глубине в связи с накоплением упругой энергии на контакте недеформированных гранатовых клинопироксенов с менее прочными (пластичными) гранулитами. Однако, в отличие от глубинных джидинских пород, монгольские глубинные породы не несут следов амфиболлизации. Нодули с амфиболом маркируют глубинные тектонические срывы в области перехода от впадин Байкальской рифтовой зоны к внерифтовым территориям (Расказов, 1983).

В целом гранатсодержащие джидинские и тарятские глубинные нодули представляют собой сложные породные комплексы, испытавшие кайнозойские стрессовые нагрузки с метасоматической переработкой образовавшихся тектонических срывов. В результате концентрации упругих напряжений менялся состав барофильных компонентов минералов. При достижении стрессовыми нагрузками предела прочности пород происходили тектонические срывы, сопровождавшиеся проникновением в ослабленные зоны флюидов и магматических расплавов.

Неотектонические и магматические показатели контрастного развития КМП в позднем кайнозое под восточной частью Тункинской долины и Южно-Байкальской впадиной

Восточная часть Тункинской долины в настоящее время испытывает сжатие. Здесь образовались молодые надвиги. О современной сжатии коры Хамар-Дабана и юго-восточной части Восточного Саяна свидетельствуют данные спутниковой геодезии (Лухнев и др., 2003). Сжатие проявилось в сдвиго-надвиговом механизме сильного Быстринского землетрясения ($M_w=5.4$), произошедшего 21 сентября 2020 г. (Семинский и др., 2021). Его гипоцентр находился в плоскости Главного Саянского разлома непосредственно под Анчукским вулканом Быстринской вулканической зоны (Rasskazov et al., 2021). Установленный факт сильного сейсмического удара в структурном элементе бывшей зоны горячей трансенсии свидетельствует о включении механизмов унаследованности современной структуры КМП от горячей трансенсионной структуры, которая получила развитие в восточной части Тункинской долины 18–12 млн лет назад.

Вулканическая деятельность КСЗГТ сопровождала рифтогенное откалывание углового фрагмента фундамента Южно-Байкальской впадины от южного края Сибирского палеоконтинента по Обручевскому разлому. Вулканизм угасал около 12 млн лет назад при структурном разъединении Южно-Байкальской впадины с восточной частью Тункинской долины. Кора Южного Байкала растягивалась с начала миоцена и продолжала растягиваться с погружением днища впадины. Начиная с позднего миоцена, кора восточной

части Тункинской долины испытала сжатие, вызвавшее инверсионные тектонические движения в структурах КСЗГТ. Вулканизм КСЗГТ сопровождал (и явился следствием) процессов деламинации утолщенной корневой части Южно-Байкальского орогена, существовавшего на месте Южно-Байкальской впадины в позднем мелу и палеогене (Рассказов, Чувашова, 2018). Тектонический контроль магматических источников КМП согласуется с современными сейсмогенными деформациями средней-верхней частей коры Южно-Байкальской впадины и сопредельной Тункинской долины, в которых сильные землетрясения распределяются вдоль Главной Саянской и Приморской шовных границ Сибирского палеоконтинента.

Современная граница между Южно-Байкальской впадиной и Тункинской долиной обозначена резкой латеральной сменой скоростей S-волн под станцией Талая (ТАЛ). Восточно-Тункинский блок коры находится между Западно-Тункинским и Южно-Байкальскими блоками и ограничен с запада и востока Центрально-Тункинской и Камарско-Становой зонами горячей трансенсии. Он отличается от сопредельных блоков относительным снижением скорости S-волн. По вертикальным и латеральным вариациям скорости сейсмических волн обозначается подслоение высокоскоростного материала (4.4–4.5 км/с) под границу Мохо, сопровождавшееся отторжением низкоскоростного блока (4.2–4.3 км/с) от основания коры и его опусканием в мантию под Южно-Байкальской впадиной. Очевиден контраст современной растянутой и утоненной (до 35 км) коры Южного Байкала и утолщенной (до 49 км) коры Восточно-Тункинского блока (рис. 17).

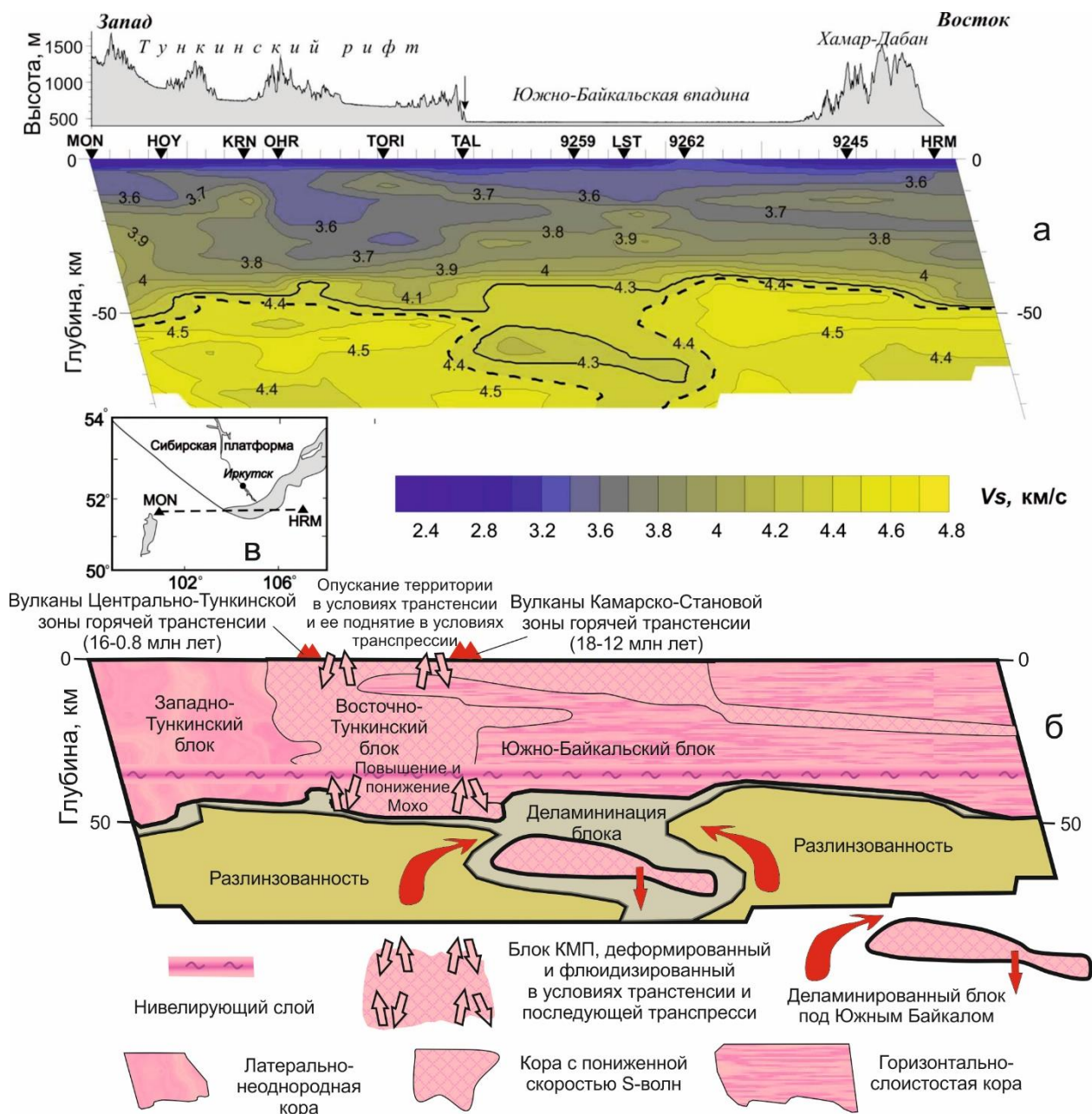


Рис. 17. Vs-разрез по профилю п. Монды – п. Хурамша (Мордвинова и др., 2019) (а) и интерпретация разреза с учетом характера источников вулканизма, глубинных нодулей из вулканических пород и псевдотачилитов (б). Линия профиля показана на врезке (в). На панели а стрелка над рельефом указывает пересечение разреза с Главным Саянским разломом. Изолинии V_s проведены с шагом 0.1 км/с. Сейсмический снос учтен наклоном разреза. Линия профиля показана на врезке. Нивелирующий пластичный слой в нижней коре отделяет прочные блоки нижней коры от прочных блоков средней и верхней коры, в которых сконцентрированы хрупкие сейсмогенные деформации (Rasskazov et al., 2021).

Fig. 17. Vs-section along the Mondy–Khuramsha profile (Мордвинова и др., 2019) (а) and interpretation of the section taking into account the nature of sources of volcanism, deep-seated nodules from volcanic rocks and pseudotachylites (б). The profile line is shown in inset (в). In panel а, the arrow above the relief indicates the intersection of the section with the Main Sayan Fault. VS isolines are drawn with a step of 0.1 km/s. Seismic drift is taken into account by the slope of the section. The leveling plastic layer in the lower crust separates the strong blocks of the lower crust from the strong blocks of the middle and upper crust, in which brittle seismogenic deformations are concentrated (Rasskazov et al., 2021).

Во временном интервале горячей трансенсии 18–12 млн лет назад кора восточной части Тункинской долины растягивалась и утонялась так же, как кора Южного Байкала. В результате последующей транспрессии мощность коры могла увеличиться. Пространственный переход от общего растяжения рифтовых структур к дифференцированному сжатию коры Восточно-Тункинского блока и растяжению коры Южно-Байкальского блока отразился в неровностях сейсмической границы Мохо. Между сжатой восточной частью Тункинской долины и растянутой центральной частью Южно-Байкальской впадины деформации коры в настоящее время продолжают нивелироваться по пластичному слою, выдержанному на уровне около 38–39 км, на котором вдоль всей Тункинской долины и Южно-Байкальской впадины определена одинаковая скорость S-волн. Утонение до 35 км предполагает наиболее активные растягивающие усилия под растянутой частью коры Среднего Байкала выше пластичного слоя. Этот нивелирующий пластичный слой ограничивает снизу часть коры, в которой развиваются хрупкие сейсмогенные деформации и образуются очаги сильных землетрясений. Этот же пластичный слой ограничивает сверху дифференцированные движения блоков с утоненной и утолщенной зоной КМП.

Во время активности Камарско-Становой зоны горячей трансенсии кора Восточно-Тункинского блока утонялась в результате застревания в ее основании тяжелых мантийных магматических расплавов. Гипотетический раздел Мохо под Восточно-Тункинским блоком 13 млн лет назад находился выше его современного уровня (49 км). При деформациях холодных пород коры Восточно-Тункинского блока в них формировались трещинные неоднородности, за счет которых скорости прохождения сейсмических волн должны быть существенно ниже скоростей недеформированных пород ультраосновного состава. Более того, плотность коры снижалась за счет ее флюидной

синдеформационной проработки. Этим объясняется общее снижение скорости S-волн Восточно-Тункинского блока относительно сопредельных Западно-Тункинского и Южно-Байкальского блоков.

Заключение

Приведенные примеры разрезов зон КМП под гранулитовыми террейнами свидетельствуют в целом об их однотипном характере. Очевидно, что, если гранулиты находятся в верхней части континентальной коры, ее разрез не соответствует стандартному строению коры складчатых областей: глинистых сланцев – в верхней части, амфиболитов – в средней части и гранулитов – в нижней части. Современный скоростной раздел Мохо под гранулитовыми террейнами может совпадать и не совпадать с петрологическими оценками смены пород кислого-основного состава (принадлежащих континентальной коре) породами преимущественно ультраосновного состава (образующими континентальную мантийную литосферу) и часто находится значительно глубже ПЗКМП.

В рамках выполненного обзора обозначаются контрастные разрезы зон КМП: северо-китайский и восточноавстралийский. Разрез Северо-Китайского кратона, составленный по нодулям из магматических пород всего фанерозоя, характеризует тектонотип раздела Мохо, совпадающего с петрологической границей коры и мантии. Коро-мантийный переход генерировался под кратоном на протяжении длительного времени, с раннего докембрия до середины кайнозоя. Разрез Восточной Австралии, составленный по нодулям из четвертичных базальтов, обозначает тектонотип раздела Мохо, находящегося ниже петрологической границы коры и мантии. В этом коро-мантийном переходе скорости сейсмических волн слоя преобладающих шпинелевых перидотитов не достигают мантийных значений и возрастают до мантийных характеристик в гранатовых лерцолитах (рис. 18).

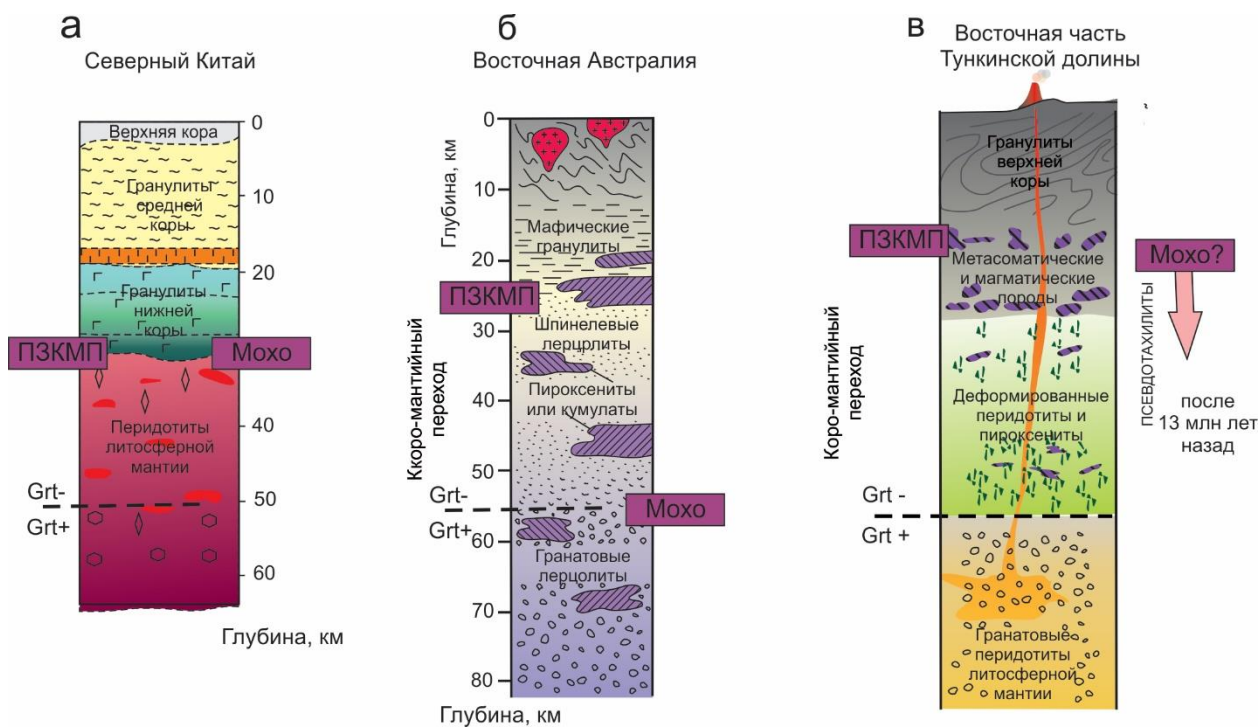


Рис. 18. Северо-Китайский (а), Восточно-Австралийский (б) и Восточно-Тункинский (в) тектонотипы коро-мантийного перехода. Условные обозн. см. на рис. 1, 5 и 14.

Fig. 18. North China (а), East Australian (б), and East Tunka (в) tectonotypes of the crust-mantle transition. Symbols are as in Figs 1, 5, and 14.

В ассоциациях глубинных нодулей рассмотренных примеров ПЗКМП находятся гранатовые перидотиты и/или гранатовые клинопироксениты. Ассоциация глубинных нодулей, вынесенных из корневой части гранулитов Восточно-Тункинского блока около 13 млн лет назад, отличается отсутствием гранатосодержащих пород. Глубинный разрез Восточно-Тункинского блока рассматривается как самостоятельный тектонотип раздела Мохо, не совпадающего с петрологической границей коры и мантии. Петрологическая зона КМП этого тектонотипа характеризуется как комплекс пород позднекайнозойского подвижного Восточно-Тункинского блока осевой структуры Байкальской рифтовой системы.

По клинопироксеновой термобарометрии глубинных нодулей получено два РТ тренда, один из которых соответствует высокой (до 120 мВт/м²) рифтовой кондуктивной геотерме, другой пересекает низкие кондуктивные геотермы (до 60 мВт/м²). Полученные оценки температур ПЗКМП приблизительно на 200 °С ниже, чем в подобных зонах под другими гранулитовыми террейнами.

Холодные породы ПЗКМП испытывали под осевой Тункинской рифтовой долиной существенные хрупкие деформации, которые отразились в их структуре и избыточных давлениях. Накапливались и реализовались упругие напряжения с палеосейсмическими ударами, развитием процессов метасоматоза и плавления. Выше слоя перехода от мантии к коре с активными метасоматическими и магматическими процессами находилась петрологическая кора, в которую выдвигались, застревающая, магматические расплавы, поднимающиеся из мантии. Генерировались синтетектонические выплавки.

Синкинематические преобразования пород ПЗКМП, установленные в глубинных нодулях, происходили во время горячей трансенсии 18–12 млн лет назад, сменившейся транспрессией. В результате произошедшей тектонической инверсии могли получить развитие новые петрологические процессы преобразования ПЗКМП. Реконструированные холодные трансенсионные глубинные процессы нельзя распространять на современное состояние КМП, сложившееся в результате транспрессии. Глубинный магматизм

отсутствовал, но в деформированных метасоматитах могли генерироваться псевдотахилиты. Такие процессы привели к увеличению глубины раздела Мохо восточной части Тункинской долины относительно раздела Мохо сопредельной Южно-Байкальской впадины.

В ходе работы над статьей ярко обозначилось противоречие, существующее между геофизическим определением мантии как слоя, находящегося ниже раздела Мохо, и петрологическим определением мантии как слоя, сложенного породами ультраосновного состава. Идея о глубинных включениях из щелочных базальтоидов и базальтов как отторженцах, слагающих мантию (Ross et al., 1954), не была подкреплена в свое время измерениями скоростей сейсмических волн. Такие измерения, выполненные при комнатной температуре и давлениях до 12 кбар по перидотитовым и черным клинопироксенитовым включениям из базальтов Дариганги, показали скорости ниже мантийных (рис. 19).

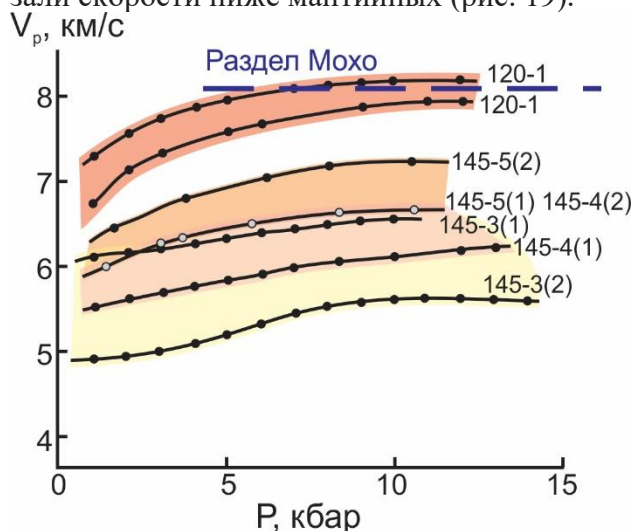


Рис. 19. Зависимость скоростей продольных волн от давления в перидотитовых включениях из базальтов Дариганги (Геншафт, Салтыковский, 1990). Цифры в скобках – образцы, вырезанные из одного включения и различающиеся ориентировкой. У кривых даны номера обнажений, приведенных в работе авторов.

Fig. 19. Pressure dependence of P-wave velocities in peridotite inclusions from Dariganga basalts (Геншафт, Салтыковский, 1990). Numbers in brackets are samples cut from the same inclusion and differing in orientation. Numbers of outcrops are given next to curves presented by the authors.

Из этих определений следует, что фактически, геофизики называют коровыми перидотиты со скоростями менее 7.9–8.2 км/с, которые петрологи *априори* считают, с подачи авторов статьи (Ross et al., 1954), мантийными. Очевидно, что требуется дополнительная работа по согласованию геофизических и петрологических подходов к определению пород пограничных слоев коромантийного перехода.

Литература

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Соотношения пород примитивной мантии, реститов и метасоматитов во включениях базанитов вулкана Карьерный (Западное Прибайкалье) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 29. С. 3–23. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.29.3>

Аило Ю., Рассказов С.В., Чувашова И.С., Ясныгина Т.А. Оливин как показатель полигенетической ассоциации включений в позднекайнозойских вулканических породах Тункинской долины, Байкальская рифтовая зона // Литосфера. 2021. Т. 21, № 4, С. 517–545.

Ащепков И.В., Травин А.В., Сапрыкин А.И., Андре Л., Герасимов П.А., Хмельникова О.С. О возрасте ксенолитсодержащих базальтов и мантийной эволюции в Байкальской рифтовой зоне // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 11. С. 1162–1190.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Макрыгина В.А., Бараш И.Г. Террейны Байкал-Хубсугульского фрагмента Центрально-Азиатского подвижного пояса палеозой. Состояние проблемы // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Мат-лы совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2006. Т. 1. С. 37–40.

Белоусов В.В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.

Васильев Е.П., Беличенко В.Г., Резницкий Л.З. Соотношение древней и кайнозойской структур на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны // Доклады РАН. 1997. Т. 353, № 6. С. 789–792.

Васильев Е.П., Резницкий Л.З., Вишняков В.Н., Некрасова Е.А. Слюдянский кристаллический комплекс. Новосибирск: Наука, 1981. 197 с.

Геншафт Ю.С., Салтыковский А.Я. Каталог включений глубинных пород и минералов в базальтах Монголии // М.: Наука, 1990. 71 с.

Грудинин М.И., Рассказов С.В., Коваленко С.Н., Ильясова А.М. Раннепалеозойский габбро-сиенитовый Снежинский массив Юго-Западного Прибайкалья // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1092–1101.

Замараев С.М., Васильев Е.П., Мазукабзов А.М., Ружич В.В. Соотношение древней и кайнозойской структур в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1979. 125 с.

Зорин Ю.А., Голубев В.А., Новоселова М.Р. Геофизические данные о позднекайнозойских интрузиях под Байкалом. Докл. АН СССР, 1979, т. 249, № 1. С. 158–161.

Кепежинская В.В. Кайнозойские щелочные базальтоиды Монголии и их глубинные включения. М.: Наука, 1979. 312 с.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Селезнев В.С. Недра Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука. Сиб. отд.-ние, 1981. 105 с.

Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Леви К.Г., Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Залуцкий В.Т., Кале Э., Девершер Ж., Верноль М., Бехтур Б., Амаржаргал Ш. Новые данные о современных тектонических деформациях южного горного обрамления Сибирской платформы // Доклады АН. 2003. Т. 389, № 1. С. 100–103.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В. и др. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеизмическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103.

Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Турутанов Е. Х., Кобелева Е.А., Трынкова Д.С., Цыдыпова Л. Р. Глубинная скоростная структура южной окраины Сибирского кратона и Байкальский рифтогенез // Доклады АН. 2019. Т. 484, № 1. С. 93–97. doi.org/10.31857/S0869-5652484193-97.

Рассказов С.В. Базальтоиды Удокана. Новосибирск: Наука, 1985. 142 с.

Рассказов С.В., Чувашова И.С. Вулканизм и трансенсия на северо-востоке Байкальской рифтовой системы. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 384 с. <https://doi.org/10.21782/B978-5-6041446-3-3>.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Ксенолиты скарноподобных клинопироксенитов из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. 1989а, № 7. С. 54–61.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. К минералогии амфиболсодержащих глубинных включений из базальтов Тункинской впадины Байкальской рифтовой зоны // Записки Всесоюзного Минералогического Общества. 1989б, № 4. С. 56–64.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И., Елизарьева Т.И., Татаринцев А.В. Глубинные ксенолиты из вулканитов Бартоя (Западное Забайкалье) // Вулканология и сейсмология. 1989в. № 3. С. 38–48.

Рассказов С.В., Богданов Г.В., Медведева Т.И. Минералы глубинных включений из разновозрастных базальтов Тункинской впадины // Прикладная минералогия Восточной Сибири. Иркутск: Изд-во Иркут. Ун-та, 1992. С. 153–168.

Рассказов С.В., Иванов А.В., Демонтерова Е.И. Глубинные включения из базанитов Зун-Мурин (Тункинская рифтовая долина, Прибайкалье) // Геология и геофизика. 2000. Т. 40, № 1. С. 100–110.

Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Чувашова И.С., Михеева Е.А., Снопков С.В. Култукский вулкан: пространственно-временная смена магматических источников на западном окончании Южно-Байкальской впадины в интервале 18–12 млн лет назад // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2013. V. 4. N 2. P. 135–168. doi:10.5800/GT2013420095.

Семинский К.Ж., Борняков С.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Рассказов С.В., Саньков В.А., Миалле П., Бобров А.А., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Семинский А.К., Чебыкин Е.П., Шагун А.Н., Герман В.И., Тубанов Ц.А., Улзибат М. Быстринское землетрясение в Южном Прибайкалье (21.09.2020г., Mw=5.4): основные параметры, признаки подготовки и сопровождающие эффекты // Геология и геофизика. 2021. Т. 62, № 5. С. 727–743.

Шафеев А.А. Докембрий Юго-западного Прибайкалья и Хамар-Дабана. М. Наука, 1970. 179 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В. Источники магматизма в мантии эволюционирующей Земли. Иркутск: Изд-во ИГУ, 2014. 291 с.

Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust and upper mantle beneath

- northwestern Spitsbergen: evidence from xenoliths and geophysics // *Tectonophysics*. 1987. V. 139. P. 169–185.
- Amundsen H.E.F., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The nature of the lithosphere beneath northwestern Spitsbergen: xenolith evidence. *Norges Geologiske Undersøkelse Special Publication*. 1988. V. 3. P. 58–65.
- Ashchepkov I.V., Ntaflos T., Logvinova A.M., Spetsius Z.V., Downes H., Vladykin N.V. Monomineral universal clinopyroxene and garnet barometers for peridotitic, eclogitic and basaltic systems // *Geoscience Frontiers*. 2017, N 8. P. 775–795. DOI: 10.1016/j.gsf.2016.06.012
- Ashchepkov I.V., Pokhilenko N.P., Vladykin N.V., Logvinova A.M., Kostrovitsky S.I., Afanasiev V.P., Pokhilenko L.N., Kuligin S.S., Malygina L.V., Alymova N.V., Khmelnikova O.S., Palessky S.V., Nikolaeva I.V., Karpenko M.A., Stegnitsky Y.B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study // *Tectonophysics*. 2010. V. 485. P. 17–41.
- Berger J., Féménias O., Coussaert N., Mercier J-C C., Demaiffe D. Cumulating processes at the crust-mantle transition zone inferred from Permian mafic-ultramafic xenoliths (Puy Beaunit, France) // *Contrib Mineral Petrol*. 2007. V. 153. P. 557–575. DOI 10.1007/s00410-006-0162-8
- Chan W.W., Mitchell B.J., 1982. Synthetic seismogram and surface wave constraints on crustal models of Spitsbergen // *Tectonophysics*. V. 89. P. 51–76.
- Chen S., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L., Zhang G., Sun M., Feng J., Zhang M. Thermal and petrological structure of the lithosphere beneath Hannuoba, Sino-Korean Craton, China: evidence from xenoliths // *Lithos*. 2001. V. 56. P. 267–301.
- Cherniak D.J., Lanford W.A., Ryerson F.J. Lead diffusion in apatite and zircon using ion implantation and Rutherford Backscattering techniques // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1991. V. 55, N 6. P. 1663–1673.
- Choi S.H., Mukasa S.B., Zhou X.-H., Xian X.H., Andronikov A.V. Mantle dynamics beneath East Asia constrained by Sr, Nd, Pb and Hf isotopic systematics of ultramafic xenoliths and their host basalts from Hannuoba, North China // *Chem. Geol.* 2008. V. 248. P. 40–61. doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.10.008
- Choi S.H., Suzuki K., Mukasa S.B., Lee J.-I., Jung H. Lu–Hf and Re–Os systematics of peridotite xenoliths from Spitsbergen, Western Svalbard: implications for mantle–crust coupling // *Earth Planetary Science Letters*. 2010. V. 297. P. 121–132.
- Chuvashova I., Rasskazov S., Sun Yi-min, Yasnygina T., Saranina E. Lateral change of ELMU–LOMU sources for Cenozoic volcanic rocks from Southeast Mongolia and North China: Tracing zonation of solidified Hadean magma ocean // EGU22-6724. EGU General Assembly Abstracts. 2022.
- Cowan D.S. Do faults preserve a record of seismic slip? A field geologist's opinion // *Journal of Structural Geology* 1999. V. 21, N 8–9. P. 995–1001. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00046-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00046-2)
- Daly E., Keir D., Ebinger C.J., Stuart G.W., Bastow I.D., Ayele A. Crustal tomographic imaging of a transitional continental rift: the Ethiopian rift // *Geophysical Journal International*. 2008. V. 172. P. 1033–1048.
- Finlayson, D.M., Proedehl, C., Collins, C.D.N. Explosion seismic profiles and implications for crustal evolution in southeastern Australia // *BMR Journal of Australian Geology and Geophysics*. 1979. V. 4. P. 243–252.
- Finlayson D.M., Owen A., Johnstone D., Wake-Dyster K.D. Moho and petrologic crust–mantle boundary coincide under southeastern Australia // *Geology*. 1993. V. 21. P. 707–710.
- Fountain D.M., Christensen N.I. Composition of the continental crust and upper mantle: a review // *Memoir of Geological Society of America*. 1989. V. 172. P. 711–742.
- Gao S. Chemical composition of the continental crust: a perspective from China // *Geochemical News*. 2010. V. 143. 10 p.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y. The lower crust in eastern Australia: xenolith evidence / Dawson J.B., Carswell, D.A., Hall, J.H., Wedepohl, H. (Eds.), *Geological Society London Special Publications*. 1986. V. 24. P. 363–374.
- Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Is the Moho the crust–mantle boundary? // *Geology*. 1987. V. 15. P. 241–244.
- Griffin W.L., Nikolic N., O'Reilly S.Y., Pearson N.J. Coupling, decoupling and metasomatism: Evolution of crust–mantle relationship beneath NW Spitsbergen // *Lithos*. 2012. V. 149. P. 115–139.
- Griffin, W.L., Sutherland, F.L., Hollis, J.D. Geothermal profile and crust–mantle transition beneath east-central Queensland: volcanology, xenolith petrology and seismic data // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 1987. V. 31. P. 177–203.

Goncharov A.G., Ionov D.A. Redox state of deep off-craton lithospheric mantle: New data from garnet and spinel peridotites from Vitim, southern Siberia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 164. No. 5. P. 731–745. DOI:10.1007/s00410-012-0767-z

Ionov D.A., Kramm U., Stosh H.-G. Evolution of the upper mantle beneath the southern Baikal rift zone: an Sm–Nd isotope study of xenoliths from the Bartoy volcanoes // *Contrib. Miner. Petrol.* 1992. V. 111. P. 235–247.

Ionov D.A., O'Reilly S.Y., Ashchepkov I.V. Feldspar-bearing lherzolite xenoliths in alkali basalts from Hamar-Daban, southern Baikal region, Russia // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1995. V. 122. P. 174–190.

Jiao S., Guo J., Evans N.J., McDonald B.J., Liu P., Ouyang D., Fitzsimons I.W. The timing and duration of high-temperature to ultrahigh-temperature metamorphism constrained by zircon U–Pb–Hf and trace element signatures in the Khondalite Belt, North China Craton // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2020. P. 175–66. <https://doi.org/10.1007/s00410-020-01706-z>

Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // *Earth Planet Sci. Letters.* 2011. V. 307. P. 59–70.

Herzberg C.T. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving clinopyroxenes in the system CaO–MgO–Al₂O₃–SiO₂ // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1978. V. 42. P. 945–957.

Koga K.T., Shimizu N., Grove T.L. Disequilibrium trace element redistribution during garnet to spinel facies transformation // In *Proceedings of the VIIth International Kimberlite Conference* (eds. J. Gurney John L. Gurney James D. Pascoe Michelle, and H. Richardson Stephen). Red Roof Designs, Cape Town. 1999. V. 1. P. 444–451.

Keller G.R., Prodehl C., Mechie J., Fuchs K., Khan M.A., Maguire P.K.H., Mooney W.D., Achauer U., Davis P.M., Meyer R.P., Braile L.W., Nyambok I.O., Thompson G.A. The East African rift system in the light of KRISP 90 // *Tectonophysics.* 1994. V. 236. P. 465–483.

Li S., Mooney W.D., Fan J. Crustal structure of mainland China from deep seismic sounding data // *Tectonophysics.* 2006. V. 420, N 1–2. P. 239–252.

Liao Q.-L., Wang Z.-M., Wang P.-L., Yu Z.-K., Wu N.-Y., Lie B.-C. Explosion seismic study of the crustal structure in Fuzou–Quanzhou–Shatou region // *Acta Geophysical Sinica.* 1988. V. 2. P. 270–280 (in Chinese).

Lyngsie T.B., Thybo H., Lang R. Rifting and lower crustal reflectivity: a case study of the intracratonic Dnieper-Donets rift zone, Ukraine // *Journal of Geophysical Research.* 2007. V. 112. P. B12402.

Maruyama S.; Santosh M.; Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Res.* 2007. V. 11. V. 7–37.

Mathur S.P. Improvements in seismic reflection techniques for studying the lithosphere in Australia // *Tectonophysics.* 1984. V. 105. V. 373–381.

Mercier J.C.C. Single-pyroxene thermobarometry // *Tectonophysics.* 1980. V. 70, N 1/2. P. 1–37.

Musaccio G., Zappone A., Cassinis R., Scarascia S. Petrographic interpretation of a complex seismic crust–mantle transition in the central-eastern Alps. *Tectonophysics.* 1998. V. 294. P. 75–88.

Nielsen C., Thybo H. Lower crustal intrusions beneath the southern Baikal Rift Zone: Evidence from full-waveform modelling of wide-angle seismic data // *Tectonophysics.* 2009. V. 470. P. 298–318.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. A xenolith-derived geotherm from southeastern Australia and its geophysical implications // *Tectonophysics.* 1985. V. 111, N 1/2. P. 41–63.

O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Moho vs crust–mantle boundary: Evolution of an idea // *Tectonophysics.* 2013. V. 609. P. 535–546.

Paquette J.-L., Christian Chopin C., Peucat J.-J. U–Pb zircon, Rb–Sr and Sm–Nd geochronology of high- to very-high-pressure meta-acidic rocks from the western Alps // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1989. V. 101. P. 280–289.

Pollack H.N., Chapman D.S. On the regional variation of heat flow, geotherms and lithospheric thickness // *Tectonophysics.* 1977. V. 38. P. 279–296.

Rasskazov S.V., Brandt S.B., Brandt I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes. Springer, 2010. 306 p.

Rasskazov S., Chuvashova I., Saranina E., Yasnygina T., Ailow Y. Crustal versus mantle events of 2.44–2.22 and 1.63–1.31 Ga at the junction between Khamardaban terrane, Tuva-Mongolian microcontinent, and Siberian paleocontinent: Petrogenetic consequences // EGU22-6686. EGU General Assembly Abstracts. 2022.

Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic

- volcanic rocks // *Minerals* 2020, 10 (9): 739; doi:10.3390/min10090739
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E., Gerasimov N., Ailow Y., Sun Y.-M. Tectonic generation of pseudotachylytes and volcanic rocks: Deep-seated magma sources of crust-mantle transition in the Baikal Rift System, Southern Siberia // *Minerals*. 2021. V. 11. No. 5. P. 487.
- Ross C.S., Foster M.D., Myers A.T. Olivine in dunites and olivine-rich inclusions in basaltic rocks // *Amer. Mineralogists*. 1954. V. 39, N 9–10. P. 20–36.
- Rubie D.C., Nimmo F., Melosh H.J. Formation of Earth's Core / *Treatise on Geochemistry*. Elsevier B.V., 2007. P. 51–90.
- Rudnick R.L., Gao S. The Composition of the Continental Crust. In: Holland, H.D. and Turekian, K.K., Eds., *Treatise on Geochemistry*. 2003. V. 3. The Crust, Elsevier-Pergamon, Oxford, 1–64. <http://dx.doi.org/10.1016/b0-08-043751-6/03016-4>
- Rudnick R.L., Gao S., Ling W-l, Liu Y-s, McDonough W.F. Petrology and geochemistry of spinel peridotite xenoliths from Hannuoba and Qixia, North China craton // *Lithos*. 2004. V. 77. P. 609–637.
- Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a lower crustal perspective // *Reviews of Geophysics*. 1995. V. 33. N 3. P. 267–309.
- Sibson R.H. Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geol. Soc. London*. 1977. V. 133. P. 191–213.
- Swanson M.T. Fault structure, wear mechanisms and rupture processes in pseudotachylyte generation // *Tectonophysics*. 1992. V. 204, N 3–4. P. 223–242. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90309-T](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90309-T)
- Swanson M.T. Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strike-slip fault zones // *Journal of Structural Geology*. 2005. V. 27. P. 871–887. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2004.11.009>
- Su B.X., Wang J., Liu X., Bai Y., Yang Y.-H., Bao Z.-A., Sakyi P.A. Mantle and crust interaction scenario at the crust-mantle transition zone: Depicted from inter-layered pyroxenite-granulite xenolith in Hannuoba area, North China Craton // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2020. V. 309. P. 106594. doi:10.1016/j.pepi.2020.106594
- Taylor S.R., McLennan S.M. The continental crust: its composition and evolution. Blackwell: Scientific Publications, 1985. 312 p.
- Thybo H., Maguire P.K.H., Birt C., Perchue E. Seismic reflectivity and magmatic underplating beneath the Kenya Rift // *Geophysical Research Letters*. 2000. V. 27. P. 2745–2748.
- Wei Y., Mukasa S.B., Zheng J., Fahnestock M.F., Bryce J.G. Phanerozoic lower crustal growth from heterogeneous mantle beneath the North China Craton: Insights from the diverse Hannuoba pyroxenite xenoliths // *Lithos*. 2019. V. 324–325. P. 55–67. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2018.11.001>
- Wilde, S.A., Zhou, X., Nemchin, A.A., 2003. Mesozoic crust–mantle interaction beneath the North China Craton: a consequence of the dispersal of Gondwana and the accretion of Asia. *Geology* 31, 817–820.
- Xu X., O'Reilly S.Y., Zhou X., Griffin W.L. A xenolith-derived geotherm and the crust–mantle boundary at Qilin, southeastern China // *Lithos*. 1996. V. 38. P. 41–62.
- Xu X., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Pearson N.J., Geng H., Zheng J.P. Re–Os isotopes in mantle xenoliths from eastern China: age constraints and evolution of lithospheric mantle // *Lithos*. 2008. V. 102. P. 49–64.
- Yu C.M., Zheng J.P., Griffin W.L. In situ Re–Os isotope ages of sulfides in Hannuoba peridotitic xenoliths: significance for frequently-occurring mantle events beneath the North China Block // *Chinese Science Bulletin*. 2007. V. 52. P. 2847–2853.
- Zheng J. Thermal structure and lithosphere thickness in Eurasia // *Deep* 2021. Nanjing, China.
- Zheng J., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Lu F., Wang C., Zhang M., Wang F., Li H. 3.6 Ga lower crust in central China: new evidence on the assembly of the North China Craton // *Geology*. 2004. V. 32. P. 229–232.
- Zheng J.P., Griffin W.L., Qi L., O'Reilly S.Y., Sun M., Zheng S., Pearson N., Yu C.M., Su Y.P., Tang H.Y. Age and composition of granulite and pyroxenite xenoliths in Hannuoba basalts reflect Paleogene underplating beneath the North China Craton // *Chemical Geology*. 2009. V. 264. P. 266–280.
- Zheng J.P., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Hu B.Q., Zhang M., Tang H.Y., Su Y.P., Zhang Z.H., Pearson N., Wang F.Z., Lu F.X. Continental collision and accretion recorded in the deep lithosphere of central China // *Earth and Planetary Science Letters*. 2008. V. 269 P. 496–506.
- Zheng J.P., Griffin W.L., Ma Q., O'Reilly S.Y., Yu C.M., Xiong Q. Accretion and reworking beneath the North China Craton: A synthesis // *Lithos*. 2012. V.149. P. 61–78.

Zou H., Zindler A., Xu X. et al. Major, trace element, and Nd, Sr, and Pb isotope studies of Cenozoic basalts in SE China: mantle sources, regional

variations, and tectonic significance // *Chemical Geology*. 2000. V. 171. P. 33–47.

Рассказов Сергей Васильевич

доктор геолого-минералогических наук, профессор

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, *Институт земной коры СО РАН*

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии

тел.: (3952) 51–16–59

Email: rassk@crust.irk.ru

Rasskazov Sergei Vasilievich

doctor of geological and mineralogical sciences, professor

664003 Irkutsk, st. Lenina, 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of dynamic geology char

664033 Irkutsk, st. Lermontov, 128, *Institute of the Earth's Crust SB RAS*

Head of laboratory for isotopic and geochronological studies

tel.: (3952) 51–16–59

Email: rassk@crust.irk.ru

Аило Юссеф, старший лаборант, аспирант

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, *Институт земной коры СО РАН*

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3, *Иркутский государственный университет, геологический факультет* *Email: youseph.gh.g@gmail.com*

Ailow Youssef, senior laboratory assistant, PhD student

664003 Irkutsk, st. Lenina, d. 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor

664033 Irkutsk, st. Lermontov, d. 128, *Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

Senior Researcher

Email: youseph.gh.g@gmail.com

Чувашова Ирина Сергеевна

кандидат геолого-минералогических наук

664003 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, *Институт земной коры СО РАН,*

старший научный сотрудник

тел.: (3952) 51–16–59

Email: chuvashova@crust.irk.ru

Chuvashova Irina Sergeevna

candidate of geological and mineralogical sciences

664003 Irkutsk, st. Lenina, d. 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

assistant professor

664033 Irkutsk, st. Lermontov, d. 128, *Institute of the Earth's Crust SB RAS,*

Senior Researcher

Email: chuvashova@crust.irk.ru

Ясныгина Татьяна Александровна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128, Институт земной коры СО РАН,
старший научный сотрудник
тел.: (3952) 51–16–59
Email: ty@crust.irk.ru

Yasnygina Tatyana Alexandrovna

candidate of geological and mineralogical sciences

664033 Irkutsk, st. Lermontova, 128, Institute of the Earth's Crust SB RAS,
Senior Researcher

tel.: (3952) 51–16–59

Email: ty@crust.irk.ru
