

ҚР ҰҒА-ның Хабарлары. Геологиялық сериясы. Известия НАН РК.
Серия геологическая. 2010. №2. С. 18–32

УДК 551.24+551.732/.733 (574.3)

В. Г. СТЕПАНЕЦ¹, Н. М. ГРИДИНА²

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ГОР АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА)*

Орталық Қазақстанның солтүстік-шығысындағы Ағырек және Қосғомбай тауларының стратиграфиясы мен палеомагнетизмі бойынша тәмемпaleоматериалдар талданған, олардың жасы мен іргелес ауданмен корреляциясы және шоғырлану жүйелілігі анықталған. Ағырек-Арсалан аккрециондық призмасының олистостромдық шөгіндісінің каттық жасы дәлелденген. Үздіксіз кремнийлі киманың *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* және *Paroistodus horridus*-пен қабаттары бөлініп алынды. Тәменкембрийлі, орта-жоғарыкембрийлі, жоғарыкембрийлік-тәменордовиктік, тәмен-және ортаордовиктік қалың қабаттар офиолитті үзгидыктармен (меланж) ұксас бірыңғай тәмен-палеозойлық байланыстарға жатпайтыны анықталған.

Обобщены материалы по стратиграфии и палеомагнетизму нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных отложений гор Ағырек и Қосғомбай северо-востока Центрального Казахстана, уточнен их возраст, последовательность накопления и выполнена их корреляция со смежными районами. Доказывается катский возраст олистостромовых отложений Ағырек-Арсаланской аккреционной призмы. В непрерывных кремнистых разрезах выделены слои с *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* и *Paroistodus horridus*. Установлено, что нижнекембрийские, средне-верхнекембрийские, верхнекембрийские-нижнеордовиковые, нижне- и среднеордовиковые толщи, ассоциирующие с офиолитовыми меланжами, не принадлежат единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

The joint appearance of sediment and volcanic depositions in layers of Lower Paleozoic in the northeast of Central Kazakhstan now gives a more precise estimation of their age, as well as the correlation of their sequence and thickness with adjacent areas. It is proved that Katian age olistostrome deposits are widely developed in the Agyrek-Arsalan accretionary prism Paleozoic of Central Kazakhstan. In siliceous continuous sections there are identified three stratigraphy levels: with *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* and *Paroistodus horridus*. It is manifested and here to be stated that Lower Cambrian, Middle and Upper Cambrian, Upper Cambrian-Lower Ordovician, Lower and Middle Ordovician layers are composed together within the serpentine melange; but it is not composed to Lower Paleozoic Ophiolite.

В последние годы, благодаря находкам конодонтов, существенно уточнена стратиграфическая схема кремнисто-вулканогенных нижнепалеозойских отложений Казахстана [40, 14, 55, 25, 9, 21, 56]. Однако в отдельных районах Центрального Казахстана и, в первую очередь, в пределах Ағырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1), оставалась неясна последовательность формирования базальт-кремнистых, кремнистых и кремнисто-терригенных отложений, повсеместно ассоциирующих с офиолитовыми меланжами.

Стратиграфический объем, последовательность накопления, тектоническое положение

кремнистых, кремнисто-вулканогенных толщ, как и возраст олистостромы гор Ағырек и Қосғомбай, являются предметом продолжительных дискуссий [17, 18, 7, 12, 32, 34, 26, 35, 25, 30].

Впервые о наличии олистостром у западных склонов гор Ағырек упомянуто в работе Н. К. Ившина [17]. Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Ағырек, С. П. Конева [18] отмечает наличие глыб известняков с разновозрастной фауной кембрия в пачке «Е». Впоследствии Р. М. Антонюк при описании нерасчлененных отложений кембрия [27] отмечает, что эта пачка с глыбами «напоминает собой олистострому», возраст которой, по мнению

¹Germany. 26382 Wilnemshven, Rheinstr. 87.

²Казахстан. 100000, г. Караганда, пер. Свободный, 9.

ТОО «Центргеолсъемка».

*Светлой памяти Игоря Федоровича Никитина посвящается.

Н. К. Двойченко [12], соответствует середине верхнего ордовика.

На этот период матрикс агырекской олистостромы фаунистически не был датирован, и, естественно, время её формирования определялось с учетом структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. Такой анализ дал основание М. З. Новиковой [26] датировать возраст агырекской олистостромы в объеме $O_{3sa} (?)$ и O_{3ka} , сопоставляя её с разрезами Оленты-Шидертинского района [29].

Тектонические покровы вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р. М. Антонюком [3, 27] в вендинско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения в нижне-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту, отвечающие второму и третьему океаническим слоям соответственно.

Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С. П. Коневой [18], Н. К Двойченко [12] отнести их к нижнему ордовику. Несколько позже Л. А. Курковской, М. З. Новиковой, Н. А. Герасимовой [26] были обнаружены конодонты дарпинского и нижней части дарривилского ярусов в силициатах, а в прослоях туффитов среди пиллоу-базальтов – конодонты флосского яруса, что позволило им выделить две толщи: базальтовую (нижнюю) и кремнистую (верхнюю).

Противоречия в определении возраста, последовательности накопления базальт-кремнистых, кремнистых, кремнисто-терригенных отложений были обусловлены, прежде всего, тем, что при сборах фауны не учитывалось то, что они проводились в тектонически разобщенных блоках. Кроме того, послойные сборы фауны ни в одном блоке сделать не удалось, все находки конодонтов носили единичный характер, что привело к противоречивым выводам об их возрасте и последовательности накопления [3, 18, 7, 27, 12, 32, 26, 35, 25].

Впервые в горах Агырек послойные сборы конодонтов в кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях и кораллов в карбонатных отложениях матрикса агырекской олистостромы удалось выполнить Н. М. Гридиной, В. Е. Конику и В. Г. Степанцу, в период проведения детальных стратиграфических исследований в 1988-1991 гг. [34]. Значительная часть результатов этих иссле-

дований не была опубликована и не была выполнена корреляция олистостромовых, карбонатно-базальтовых, кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ со смежными районами (см. рис. 1). В настоящее время аналогичные исследования на этой территории Центрального Казахстана больше не проводятся, в связи с этим возникла необходимость еще раз обратиться к анализу этих материалов в том числе и выделенных стратиграфических уровней с целью сопоставления современной Международной стратиграфической схемой ордовика [46].

Геологическое строение и структурное положение

Результаты детальных исследований отложений гор Агырек и Косгомбай М. З. Новиковой [26], С. П. Коневой [18], А. В. Авдеева [1], а также личные наблюдения авторов статьи послужили основанием для объединения их в три структурно-формационные единицы первого порядка (см. рис. 1 (3), рис. 2).

Пар- и неоавтохтонные комплексы. Нами к паравтохтону отнесена катская карбонатно-терригенная толща (среднекембрийская граувакковая по В. Ф. Беспалову [7], средне-верхнеордовикская терригенная по Р. М. Антонюку [27], сандбская флишоидная еркебидаикская толща по М. З. Новиковой [26]) и наращающая её фронтальная олистострома [35].

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 2). Это ритмично переслаивающиеся кремнистые алевролиты, алевролиты, алевропесчаники, граувакковые песчаники, которым подчинены небольшие (2 x 15 м) линзы и маломощные (5 м) прослои брекчированных известняков с кораллами катского яруса: *Nystopora* sp., *Lichenaria* sp., *Tetradium* sp., *Rhabdotetradium* sp. (обн. 4589) и *Reuschia* cf. *sokolovi* Dziubo, *Plasmoporella* sp. (обн. 3289), находки и определения кораллов здесь и далее по тексту выполнены В. Е. Коником. Вверх по разрезу песчаники сменяются известковистыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками (рис. 2, обн. 2789). В районе обнажения 2789, где ранее А. Г. Поспеловым [18] были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия-ордовика, 4В. Е. Коником обнаружены кораллы, катского

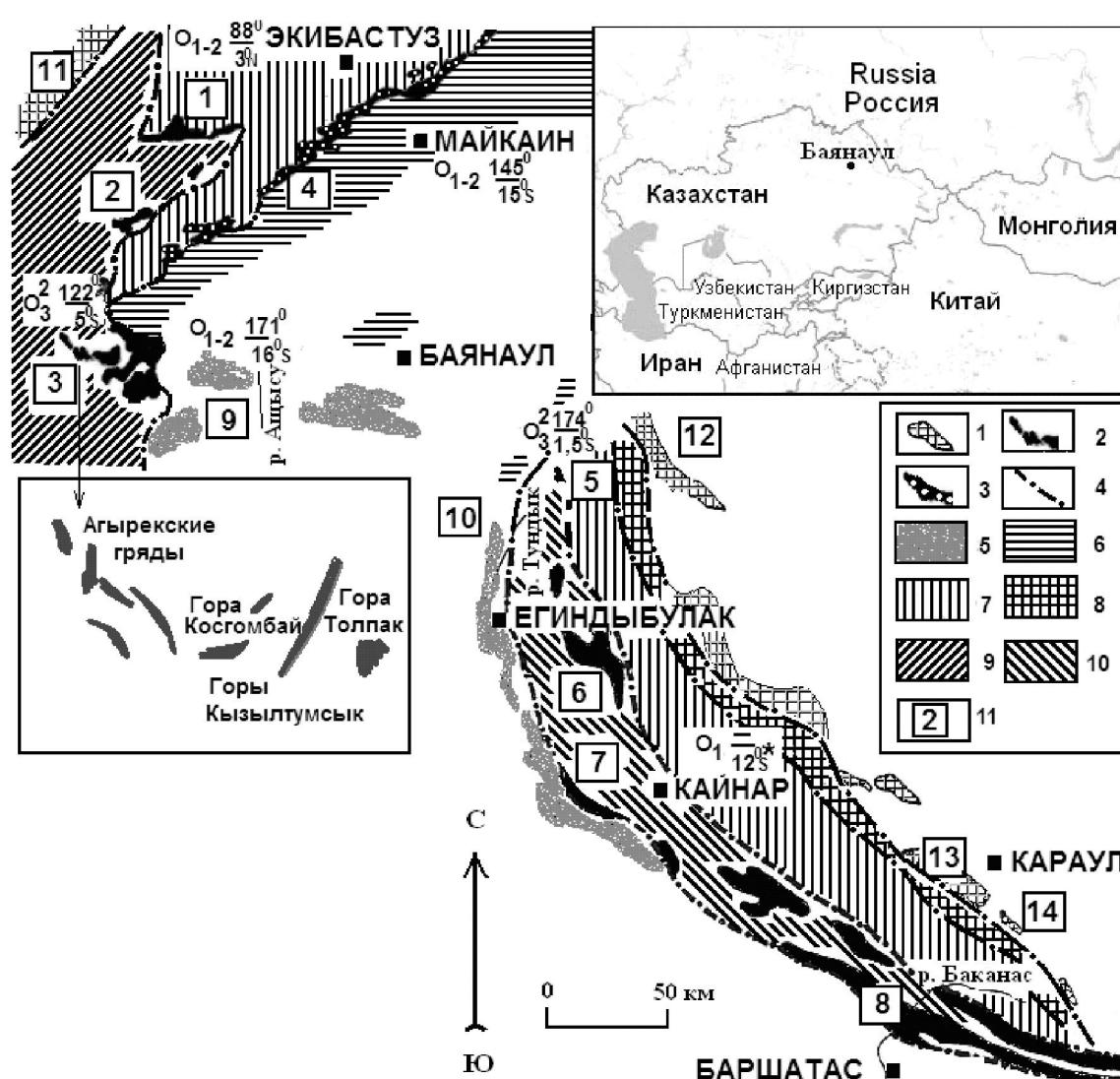


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызыя и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов [24, 5, 11, 38].

1 – Ерментау-Найманжальский аккреционный клин; 2 – Ағырек-Арсаланская аккреционная призмы; 3 – Богембай-Ангренсорская сутура преддуговых офиолитов; 4 – границы структурно-формационных зон; 5-10 – структурно-формационные зоны: 5 – Баянаул-Акшатауская, 6 – Ангренсор-Майкаинская, 7 – Кендыкты-Шынгызская, 8 – Аркалыкская, 9 – Шакшанская, 10 – Отызбес-Арсаланская; 11 – географические пункты: 1 – оз. Майсор, ур. Сергели и г. Байахмет, 2 – ур. Одак; 3 – г. Ағырек и Косгомбай, 4 – г. Адильбек и Балааркалық, 5 – г. Майлжен, 6 – г. Токай, 7 – г. Отызбес, 8 – г. Ушкызыл, р. Арсалан, 9 – ур. Караулчеку, 10 – левобережье р. Балатундык, 11 – г. Ерментау, 12 – г. Токсамбай, 13 – г. Сарышкызы, ур. Найман, 14 – Кызылтас; 11 – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числите склонение в древних координатах компоненты J_n , в знаменателе палеопицита по [4, 19, 47]. Полярность палеопицита ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов опубликованная в работах Антонюка [4] и Куренкова [19] приведена в соответствие с методикой разработанной М. В. Алексютиным [44].

яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus*: *Agetolites cf. minor* Lin, *Agetolitella prima* Kim, *Hemaggetolites cf. columellus* Koval., *Palaeofavosites?* sp., *Catenipora* sp., *Rhabdotetradium* sp., *Heliolites?* sp., *Propora* sp., *Plasmoporella cf. grata* Poltavzeva.

Структурно выше обнажаются ағырекские олистостромы. Они нами подразделены на фронтальную и тыловую олистостромы. Фронтальная олистострома наиболее полно вскрывается вдоль юго-западного склона Ағырекских гряд, где в виде выклинивающегося горизонта мощностью

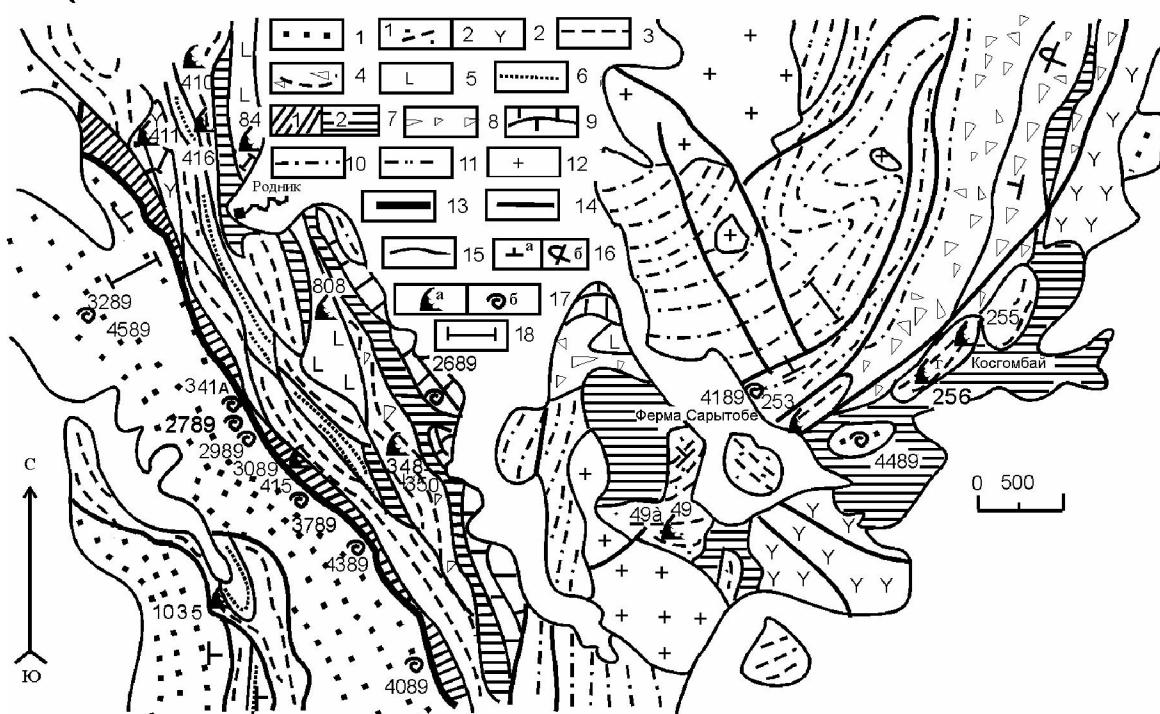


Рис. 2. Геологическая схема района (координаты центра участка: 50.8° с. ш., 74.2° в.д.) горы Костомбай и Агырекских гряд (по В. Г. Степанцу, Н. М. Гридиной, В. Е. Конику, схема составлена с использованием материалов Новиковой [26]).

1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща ($Dec_a = 98^\circ$, $Inc_a = 11^\circ$, $b_{95} = 8^\circ$ по [19]); 2–7 – аллохтонные толщи. 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2.1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2.2 – щелочные базальтоиды ($Dec_a = 110^\circ$, $Inc_a = -3^\circ$, $b_{95} = 15^\circ$ по ([19])); 3 – костомбайские силициты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толеитовые базальты ($Dec_a = 115^\circ$, $Inc_a = -6^\circ$, $b_{95} = 21^\circ$ по [4]); 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика, 7 – меланжи: 7.1 – полимиктовый, 7.2 – олигомиктовый; 8–11 – отложения неоавтохтона ($Dec_a = 122^\circ$, $Inc_a = 10^\circ$, $b_{95} = 14^\circ$ по [19]): 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, 11 – караайтырская свита нижнего силура; 12 – среднедевонские гранит-порфирь и фельзиты; 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – тектонические разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые; 17 – местонахождение ископаемой фауны: а – конодонты, б – кораллов; 18 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований. Dec_a , Inc_a – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J_n ; b_{95} – угол овала доверия

до 100 м согласно наращивает карбонатно-терригенную толщу катского яруса или замещают ее верхи по латерали (рис. 3).

Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролит-песчанистый матрикс, часто интенсивно рассланцованый, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из которых собраны органические остатки всех отделов кембрия [17, 18]. Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса [17], неизвестные в автохтонном залегании в пределах палеозоид северо-востока Центрального Казахстана [7]. Известен блок алевролитов и известковистых песчаников, датированных конодонтами верхнего кембрия –

тремадока [12]. В этом же блоке Н. М. Гридиной (рис. 2, обн. 341А) обнаружены и определены конодонты: *Gapparodus bokononi* (Landing), *Phakelodus tenuis* (Muller), *Mamillodus* sp., *Proaccontiodus* sp.

Также присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами. Глыбы известняков и известняковых конглобекций охарактеризованы позднеордовикскими кораллами, скорее всего, верхней половиной катского яруса (рис. 2, обн. 2989,): *Agetolites* sp., *Fletcheriella* sp., *Nystopora* sp., *Reuschia* sp., *Propora tumulosa* Hill, *Heliolites* cf. *ramosus* Kovalevskii, *Vermiporella* sp. слоев с *Holorynchus giganteus* (рис. 2, обн. 4389).

В горах Косгомбай (рис. 2) агырекская фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из под олигомиктового серпентинитового меланжа. В её составе так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus* (рис. 2, обн. 4489).

Структурно выше обнажаются тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, осадочно-вулканогенных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неоавтохтонными карбонатно-терригенными отложения чокпарского горизонта (катский ярус), низы которых по вертикали и латерали замещаются тыловой олистостромой. Наиболее широко тыловая олистострома распространена к северу от горы Косгомбай (рис. 2).

В отличие от фронтальной олистостромы, тыловая олистострома не содержит глыб кембрийских известняков и менее тектонизирована. В её составе присутствуют олистолиты и олистоплаки серпентинитов, габброидов, пироксенитов, диабазов, базальтов и силицитов. Материал, окружающий олистолиты и олистоплаки, состоит, как правило, из продуктов разрушения самих тектонических покровов. Он представлен остругольными глыбовыми брекчиями и конгломератами, сцементированными более тонким материалом того же состава. Последние при удалении от тектонических покровов постепенно сменяются плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, в которых улавливаются признаки градационной слоистости. Для них характерно присутствие карбонатного материала, редко встречаются линзы известняков с кораллами (обн. 4189): *Reuschia* sp., *Propora* sp., *Plasmoporella* sp. 1, 2, видимо, позднего ката, чокпарский горизонт Казахстана.

По латерали олистострома к западу выклинивается и у восточного склона Агырекских гряд фациально замещается биогермными известняками позднего ката, запечатывающими серпентинитовый меланж. В центральной части биогерма обнаружены кораллы (рис. 2, обн. 2689) чокпарского горизонта, слоев с *Holorynchus giganteus*. Вверх по разрезу агырекская олистострома наращивается карбонатно-терригенной толщей, документированной брахиоподами [22] и граптолитами [27] верхов катского яруса. На

севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии [29]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайтырской свиты [27].

Аллохтонные комплексы Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких по возрасту: косгомбайских силицитов ($O_1 fl$ - $O_2 da$), граувакковую (O_3 ?), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую ($O_1 tr$? - $O_2 da$) и толеитовых базальтов ($O_1 fl$), террегенно-кремнистую ($O_1 fl$) и серпентинитовые меланжи.

Распространение аллохтонов отображено на рис. 2, а их положение в разрезе показано на рис. 3. На схеме отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекской олистостромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи. Полимиктовый серпентинитовый меланж обнажается в виде узкой прерывистой полосы вдоль юго-западного склона Агырекских гряд максимальной шириной до 150 м, протяженностью более 8,5 км (рис. 2). В интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотил-лизацитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним «закатаны» глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов и диабазов, имеющих петрохимические черты сходства с базальтами океанических островов (OIB , $TiO_2=1.90$ мас.%, $Rb=24$ г/т, $Nb=18$ г/т $Y=22$ г/т $Cr=240$ г/т, $Ni=120$ г/т) и с обогащенными базальтами срединно-океанических хребтов (E-MORB, $TiO_2=2.50$ мас.%, $Rb=11$ г/т, $Nb=11$ г/т $Y=28$ г/т, $Cr=35$ г/т, $Ni=34$ г/т). Также встречаются голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекций глаукофановых сланцев [27, 1]. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестро-окрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флюсского яруса (обн. 415): *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, здесь и далее определения конодонтов выполнены Н. М. Гридиной.

Наряду с отторженцами пород офиолитовой триады в составе полимиктового меланжа присутствуют единичные блоки мраморизованных

известняков с археоциатами (рис. 2, обн. 3089): *Vologdinocyathus borovikovi* (Konjuschkov), *Korovinella vistulata* (Konjuschkov), характерными, по заключению А. Ю. Журавлева, для раннего кембия. Встречаются глыбы (рис. 2, обн. 3789) перекристаллизованных известняков с кораллами слоев с *Holorynchus giganteus*. И. Е. Кузнецовым [26] описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибала, скементированные хлорит-серпентиновым материалом.

Маломощные покровы щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд. Мощные выходы щелочных базальтоидов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (рис. 2). Здесь с ними пространственно сопряжены тектонические покровы терригенно-кремнистой толщи, в силициатах которой, наряду с конодонтами флосского яруса (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), *Baltoniodus* sp., ? *Acodus deltatus* Mc Tavish, Л. А. Курковской был обнаружен (обн. 49а) обломок платформенного конодонта среднеордовикского облика и *Protopanderodus cf. rectus* (Lind.).

Наиболее полно фаунистически охарактеризованный разрез щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи сохранился у северо-западного подножья Агырекских гряд (рис. 2). Здесь через лиственитовую зону мощностью не более 8 м, налегая на терригенно-карбонатные отложения паравтохтона, обнажается пестрая толща (до 72 м) светло-серых, темно зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже – песчаников с прослойями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туффитов. В массивных темно-зеленых кремнях обнаружены конодонты флосского яруса, условно зоны *P. elegans* и *O. evae*: *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), и *Prioniodus* sp. Выше по разрезу в полосчатых светло-серых, темно зеленых силициатах встречаются среднеордовикские конодонты: *Periodon* sp., а выше залегают кремни с конодонтами, вероятно, раннего дарривила, содержащие *Periodon aculeatus* Hadding. В верхах разреза в красных массивных, грубослоистых глинистых яшмах обнаружены конодонты дарривилского яруса: *Periodon aculeatus*

Hadding, *Periodon flabellum* (Lindstrom), *Histiodella* cf. *holodentata* (Ethington et Clark), *Paroistodus* sp. Выше обнажается толща (до 72 м) лилово-серых, темно-серых миндалекаменных фонотефритов, тефритов и трахибазальтов с пластами красных массивных яшм [37]. Щелочные базальтоиды крайне обогащены элементами с высокозаряженными ионами ($Nb < 65 \text{ г/т}$, $Zr < 760 \text{ г/т}$, $Y < 40 \text{ г/т}$, $Rb < 75 \text{ г/т}$, $TiO_2 < 3.70 \text{ мас. \%}$, $P_2O_5 < 1.12 \text{ мас. \%}$) и обеднены когерентными элементами ($Cr < 160 \text{ г/т}$, $Ni < 140 \text{ г/т}$), что сближает их с су-перплюмами острова Сахалин [52].

Структурно выше залегают тектонические покровы дислоцированных косгомбайских силицитов и граувакковых пород.

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 2) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов, азимут простирации 80° , угол падения 60° , Н. М. Гридиной описан [35], по-видимому, несколько редуцированный разрез косгомбайских силицитов мощностью 18.7 м, где на четырех стратиграфических уровнях обнаружены конодонты (обн. 417): 1) флосского яруса нижнего ордовика, включая *P. elegans*: *Prioniodus elegans* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lindstrqm, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansellia?* sp., *Paroistodus proteus*; 2) низов дапинского яруса среднего ордовика, вероятно зоны *B. navis*, включая *Baltoniodus cf. navis* Lindstrom, *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindstrqm), *Paroistodus* sp.; 3) верхов дапинского яруса, зона без названия – с редкими конодонтами *Periodon flabellum* (Lindstrom); 4) низов дарривилского яруса, включая *Paroistodus horridus* (Barnes et Poplawski), *Periodon flabellum* (Lindstrqm).

В центральной части межгрядовых понижений Агырекских гряд вскрывается толща фаунистически недатированных граувакк. Толща сложена зелеными скорлуповатыми граувакковыми высокомагнитными песчаниками, гравелитами, реже конгломератами. Мощность пластины условно оценивается в 300 м. По литологическому составу и структурно-текстурным особенностям граувакки условно сопоставляются с породами стратотипического разреза еркебидаикской свиты [22].

На граувакковую толщу надвинут покров интенсивно дислоцированных силицитов, мощностью более 300 м, содержащих только конодон-

ты дапинского яруса (обн. 410): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Periodon* sp., *Tropodus sweeti* (Serpagli).

Структурно выше обнажается верхний пакет покровов, где олигомиктовый серпентинитовый меланж прослаивает аллохтоны толеитовых базальтов и фрагменты толщ кремнеобломочных пород, кремнистых алевролитов и силицитов.

Олигомиктовый серпентинитовый меланж слагает тектонические линзы и клинья протяженностью от 1 км до 7 км, их ширина в районе горы Косгомбай и фермы Сарытобе достигает 1000 м (см. рис. 2).

Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизардитовыми, хризотиловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены будины дунитов, хромитов, гранатодержащих перидотитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, глыбы базальтов, аналогичных по составу толеитовым базальтам флюсского яруса, и силицитов.

Крупная пластина зеленых, зеленовато-серых базальтов флюсского яруса, мощностью не более 120 м, обнажается у восточного склона Агырекских гряд (рис. 2), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и тыловой олистострому. Массивные лавы прослоены туфопесчаниками, кремнистыми алевротуффитами, миндалекаменные базальты содержат линзы известняков, в пиллоу-базальтах встречаются редкие будины сургучно-красных яшм (рис. 2, обн. 84) с конодонтами: *Oepikodus evae* Lindström, *Drepanodus arcuatus* Pander, ?*Periodon* sp. [26], а в обн. 808 *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), *Acodus* (?) *longibasis* (Mc Tavish) [34, 35], по данным Л. А. Курковской нижней и средней части дапина. Толеитовые ($\text{Al}_2\text{O}_3 < 17.0$ мас. %) базальты обеднены K_2O (0.10-0.42 мас. %), обогащены Na_2O (<5.54 мас. %), TiO_2 (1.11-1.55 мас. %), $\text{FeO}_{\text{общ}}$ (<11.91 мас. %) и характеризуются флюктуациями когерентных элементов ($\text{Cr}:32-170$ г/т, $\text{Ni}:22-54$ г/т), что отвечает составам базальтов задувовых спрединговых бассейнов [8]. Близкие по составу пиллоу-базальты, судя по петрохимическому составу, обнажаются также в составе сложнодислоцированных покровов у северных от-

рогов горы Толпак (рис. 1 (3)), здесь они ранее включались в толпакскую свиту венда [3], позже в базальт-туфогенно-кремнистую толщу раннего и среднего ордовика [33].

В горах Агырек у восточного склона структурно выше тектонических покровов толеитовых базальтов обнажается мощная толща кремнеобломочных пород, силицитов, реже кремнистых алевролитов. В трех точках наблюдения (рис. 2, обн. 348-350) обнаружены только конодонты флюсского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon* sp.

Обсуждение, дискуссии и корреляция аллохтонов и олистостромов

В классической схеме строения верхних членов офиолитовых ассоциаций, отвечающих разрезам абиссальных океанических впадин, базальты располагаются стратиграфически ниже кремнистых, карбонатно-кремнистых фаций или частично переслаиваются с ними в верхах [28]. Этой классической схемы строения верхов разреза офиолитовых ассоциаций придерживались и наши предшественники [3, 12, 26], распространяя её на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана принимая априори все базальты как океанические [3]. Примером тому является принятая ранее Р. М. Антонюком [3] последовательность – внизу базальты майкаинской свиты, вверху силициты косгомбайской свиты, а М. З. Новикова и ее коллеги [26] объединяли их в косгомбайскую серию.

Следует отметить, что за стратотип майкаинской свиты ранее Р. М. Антонюком [3] был принят разрез кремнисто-вулканогенных отложений, обнажающийся восточнее месторождения Майкаин, находящийся за пределами Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1). Современные петрохимические данные вулканитов майкаинской серии [39] дают основание сопоставить их с вулканитами дивергентных зон океан-континент, фиксирующих раскрытие окраинного или задугового бассейна с сиалическим типом коры.

Как свидетельствует литологический и палеонтологический анализ кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ изученного района, выполненный Н. М. Гридиной и В. Г. Степанцом

[35], эта последовательность нарушена в структурах аллохтонов гор Агырек.

Первым и бесспорным примером этому является разрез щелочноизвестняково-тuffогенно-кремнистой толщи, обнажающейся в горах Агырек. Яшмы тuffогенно-кремнистой пачки, залегающей структурно ниже щелочных базальтоидов, содержат раннеордовикские (флоский ярус) конодонты *P. elegans* – *O. evae* и среднеордовикские (нижний дарривил) конодонты зоны *M. ozarkodella*. Присутствие конодонтов *Paracordylodus gracilis* Lindstrom, характерных для верхов тремадока и низов фло, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 2) не исключает, что нижняя граница щелочноизвестняково-тuffогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно.

Классическая последовательность: базальты, силициты, не находит подтверждения при корреляции возраста косгомбайских силицитов и толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд. Присутствие в непрерывном конденсированном разрезе косгомбайских «стерильных» силицитов конодонтов зон *P. elegans* – *M. ozarkodella* свидетельствует, что толеитовые базальты, содержащие кремнисто-тuffогенные прослои с конодонтами *O. evae* и более древние [35], синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их (рис. 4), как было принято ранее [26].

Схема – внизу базальты, а вверху кремнисто-терригенные отложения – вполне приемлема, по-видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь толеитовые базальты, отвечающие составу вулканитов задуговых спрединговых бассейнов [34], аналоги толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются кремнисто-терригенными отложениями дарривилского яруса (среднего ордовика) с горизонтами внутриформационных конглобекций [33].

Возраст косгомбайских силицитов, несмотря на многочисленные находки конодонтов, остается дискуссионным. Косгомбайские силициты в непрерывном разрезе содержат четыре фаунистических уровня от зоны *P. elegans* верхов нижнего ордовика (флоский ярус) до зоны *M. ozarkodella* дарривилского яруса среднего ордovика (см. рис. 4). В урочище Одак (рис. 1, (2)) в глыбе кремней известны позднекембрийские ко-

нодонты *Phakelodus tenuis* (Muller), *Prooneotodus gallatini* (Muller), *P. rotundatus* (Druce et Jonas), *Eoconodontus (E.) notchpeakensis* (Muller), определения Л. А. Курковской [30], а в районе урочища Сергели (рис. 1 (1)) в пестроокрашенных силицитах определены позднедарривилские конодонты зоны *P. serra* [37]. В юго-западной гряде гор Агырек М. З. Новикова [26] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодонты среднего и позднего дапина (рис. 2, обн. 1035), однако фаунистически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидаикской свиты в пределах Шакшанской зоны проводится по основанию ката [56], и поднимать верхнюю границу возраста косгомбайских силицитов до сандбского яруса в данном регионе, как предлагаю [43], нет достаточных оснований. К тому же не исключено, что терригенно-кремнистые отложения, обнажающиеся в юго-западной части Агырекских гряд (рис. 2), могут быть фрагментом разреза ержанской свиты, широко развитой у озера Сасыксор восточнее Ерментау [27]. Однако эти предположения требуют дополнительного картирования и детальных послойных сборов конодонтов, в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

Однозначно определить полный стратиграфический объём косгомбайских силицитов не представляется возможным, в первую очередь потому, что мы не имеем нижней и верхней стратиграфических границ.

Возраст косгомбайских силицитов, учитывая палеонтологические данные и их стерильно кремнистый, радиоляриевый состав, с определенной долей условности можно принять как верхний кембрий – средний ордовик, дарривилский ярус. Верхнекембрыйский возраст основания разреза косгомбайских силицитов остается довольно сомнительным. Поскольку нам не удалось обнаружить тремадокские конодонты в разрезе косгомбайских силицитов. Подобные комплексы конодонтов обнаружены в непрерывном разрезе силицитов бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [50], а также и в силициатах найманжальской свиты [14] Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана (рис. 1).

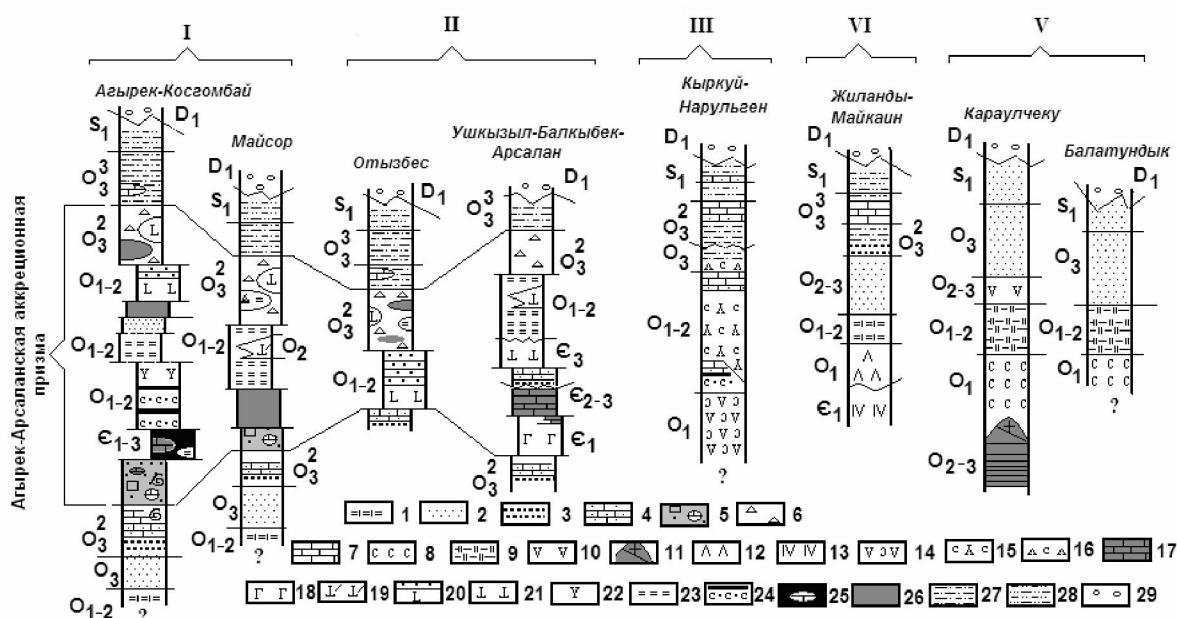


Рис. 3. Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья.

I-V – структурно-формационные зоны: I – Шакшанская, II – Отызбес-Арсаланская, III – Кендыкты-Шынгызская, VI – Ангренсор-Майкаинская, V – Баянаул-Акшатауская

1-16 – паравтохтонные комплексы: 1 – терригенно-кремнистые, 2 – терригенная зеленоцветная филип, 3 – алевролиты, песчаники, 4 – известковистые песчаники, 5 – фронтальная олистострома, 6 – тыловая олистострома, 7 – известняки, 8 – спилит-диабазовые комплексы, 9 – туфогенно-кремнисто-терригенные с кислыми пепловыми туфами, 10 – известково-щелочные низкоглиноземистые вулканиты, 11 – надсубдукционные плутонические офиолиты, 12 – щелочные риолиты и базальты, 13 – зеленые туфы, 14 – низкотитанистые, высокоглиноземистые порфиревые андезиты и андезибазальты и их агломератовые туфы, 15 – низкотитанистые, умеренноглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, андезидазиты и их туфы, реже бониниты, переслаивающиеся с песчаниками, кремнистыми алевролитами и яшмами, 16 – высокоглиноземистые андезиты и их туфы; 17-26 – аллохтонные комплексы: 17 – кембрийские известняки, 18 – щелочные оливиновые базальты, 19 – дифференцированные вулканиты, 20 – толеитовые базальты и туфогенно-кремнистые отложения, 21 – примитивные базальты, 22 – щелочные базальты, 23 – силициты, преимущественно яшмы, 24 – туфогенно-кремнистые отложения, 25-26 – серпентинитовые меланжи: 25 – полимиктовый, 26 – олигомиктовый; 27-29 – неоавтохтонные комплексы: 27 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 28 – пестроцветные алевролиты и песчаники, 29 – континентальные конгломераты

Мощность косгомбайских силицидов значительно меньше, чем указывают [27, 26], и, вероятно, не превышает 15 м в стратиграфическом отрезке от подошвы слоев с *Paracordylodus gracilis* до кровли слоев *Periodon flabellum*. Соизмеримые мощности силицидов известны для найманжальской свиты горы Токсамбай (рис. 1 (12)) Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы [9], для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [50] и для силицидов горы Адильбек (рис. 1 (4)) Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры [34].

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов ағырекской олистостромы (см. рис. 3), остается неясным, какие типы базальтов и серпентинитовых мелан-

жей ранее составляли единые офиолитовые комплексы.

Например, полимиктовый серпентинитовый меланж гор Ағырек не содержит будины щелочных базальтоидов, аллохтоны которых он подстилает. Нет таковых и в составе олигомиктового серпентинитового меланжа, это дает основание предположить, что тектонические покровы туфогенно-кремнистой толщи, ассоциирующей с щелочными базальтоидами, полностью утратили пространственную связь с материнским ложем, на котором они были сформированы. Однако не исключено, что они могли надстраивать карбонатные и карбонатно-терригенные отложения верхнего кембрия и тримадока (см. рис. 4).

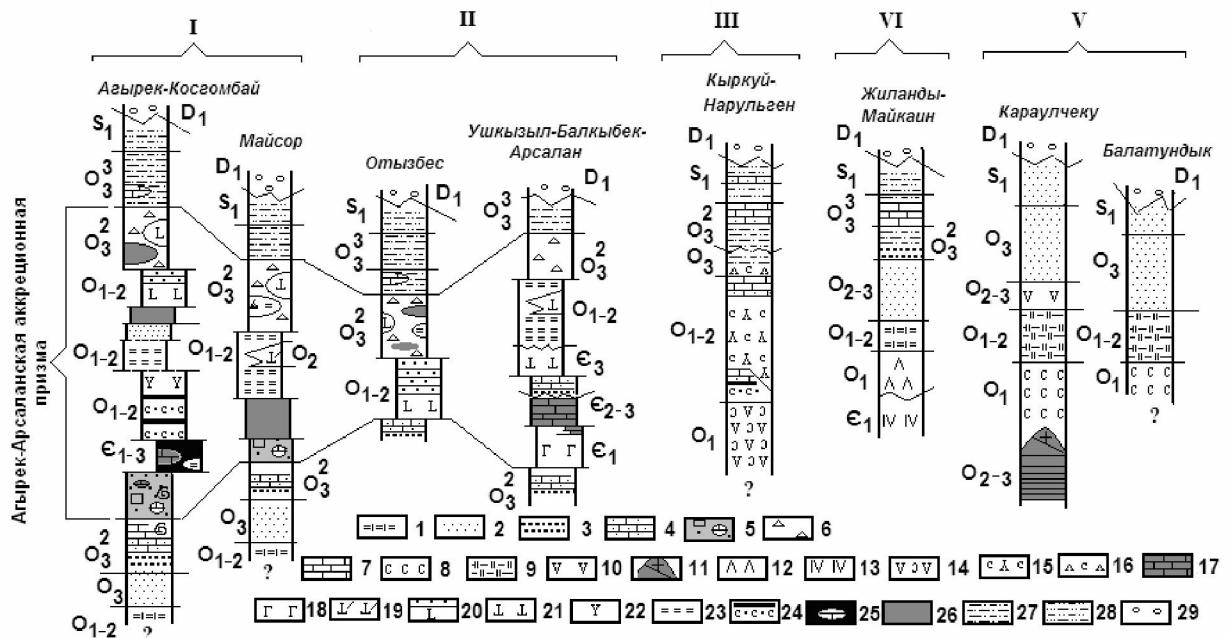


Рис. 4. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы

1–6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни,
 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиоляриты,
 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни,
 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы, 7 – туфопесчаники и туфоалевролиты,
 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослойями силицитов, 9 – известняки,
 10 – известковистые песчаники и алевролиты; вулканиты: 11 – балкыбекские ОИВ,
 – балааркальские N, E-MORB, 13 – кызылжакские, 14 – агырекские щелочные базальтоиды,
 15 – балыкчынские гипогипсовые базальты, 16 – толеитовые базальты.

17 – известково-щелочные вулканиты, МСШ – Междуречная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по [41].

*Разрезы построены по данным [25] и **[101]. Длиннинами показаны границы слов с французской географией.

Резко отличным составом включений от полимиктового серпентинитового меланжа характеризуется олигомиктовый серпентинитовый меланж агырекской тыловой олистостромы, в нем присутствуют продукты дезинтеграции энсиматической островной дуги, толеитовых и известково-щелочных габброидов, диабазов, бонинитов [34]. Однако меланж не содержит будин диабазов, аналогичных толеитовым базальтам, аллохтоны и олистолиты которых встречаются в составе агырекской тыловой олистостромы, т.е. корни этих аллохтонов также не известны в пределах покровно-складчатых структур северо-востока Центрального Казахстана.

Нет однозначного ответа и на один из фундаментальных вопросов стратиграфии верхних

членов офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана, какие толщи вулканитов подстилали косгомбайские силициты, и имеют ли эти вулканиты океаническое происхождение. Нижняя граница силицитов повсеместно сорвана, и нигде не удается установить тип фундамента этих отложений.

В этой связи интересно заметить, что в подошве аллохтонов косгомбайских силицитов, вскрывающихся в составе верхнекатских аккреционных призм восточного борта Шакшанской зоны, чьи разрезы сопоставляются с фациями задугового бассейна [34,38], как правило, обнажаются блоки нижнекембрийской карбонатно-базальтовой балкыбекской толщи (рис. 4).

Например, на западном склоне Агырекских гряд (рис. 1 (3), рис. 4), на северном склоне Байахметских гряд (рис. 1 (1), рис. 4). Такую же позицию занимают блоки нижнекембрийских базальтов в горах Маялжен (рис. 1 (5), рис. 4) и Ушкызыл (рис. 1 (8), рис. 4) Юго-Западного Предшынгызья. Следовательно, мы имеем полное сходство разрезов нижнекембрийских карбонатно-базальтовых аллохтонов балкыбекской формации в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Однако возраст аллохтонов ордовикских островодужных комплексов постоянно меняется (рис. 4).

Если принять, что абиссальные базальты N- и E-MORB Агырек-Арсаланской аккреционной призмы отражают состав вендско-нижнекембрийского океанического ложа, то с определенной долей условности можно предположить, что они могли служить тем фундаментом, на котором накапливались косгомбайские силициты. Тогда как в среднем и верхнем кембрии на вершинах вздымающихся океанических островов формировались водорослевые и водорослево-археоцитовые биогермы.

В среднекембрийское-среднеордовикское время на вендско-раннекембрийском океаническом ложе формировались осадочно-вулканогенные комплексы Шакшанского и Отызбес-Арсаланского задуговых спрединговых бассейнов. Фрагменты разрезов преддугового бассейна по Н. А. Азербаеву [2] сохранились в пределах Аркалыкской зоны, что узкой полосой обнажаются вдоль юго-восточной ветви Кендыкты – Шынгызской зоны (рис. 1).

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы имеют аллохтоны ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 1 (7)). Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнекатской (отызбесской) олистостромой, возраст которой надежно документирован брахиоподами чокпарского горизонта позднего ката [26], сменяющейся вверх песчаниками, алевролитами, в низах с раннелландоверийскими граптолитами [6]. По характеру строения, составу матрикса и обломочного материала она идентична агырекской тыловой олистостроме. Тектонические покровы дифференцированных афировых пиллоу-базальтов, лейкокра-

товые и миндалекаменные базальты, спилиты и их туфы по вещественному составу идентичны таковым из разреза толщи толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд.

Ранее эти отложения сопоставлялись с разрезами кувской свиты [26] левобережья р. Балатундык (рис. 1 (10)). Последние являются составной частью Баянаул-Акшатауской зоны [4], где флишоидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура (рис. 3), а их разрезы не содержат олистостромы, сопровождающие доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистостромы гор Отызбес, данную систему конседиментационных тектонических покровов целесообразно относить к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1 (7)). Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес блоков позднекембрийских-раннеордовикских алевролитов и песчаников [24], аналогичные отложения встречаются и в горах Агырек. В пределах Баянаул-Акшатауской зоны на нижнеордовикском стратиграфическом уровне располагается диабаз-спилитовый караулчекинский комплекс, залегающий в основании ранне-верхнеордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой акозекской свиты, чьи разрезы являются возрастными и формационными аналогами кувской свиты левобережья Балатундык (рис. 3). Их отложения сопоставляются с фациями преддуговых бассейнов [34], что хорошо согласуется с присутствием в фундаменте паравтохтона уроцища Караулчеку расслоенных мафит-ультрамафитов, чьи верлиты и лерцолиты содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды [36], характерные для перidotитов преддуговых бассейнов [45].

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан (рис. 1 (8)) Юго-Западного Предшынгызья (Никитин и др., 1992; Никитин, 2002). Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов [15], аналогов OIB [42, 40] и MORB [40], фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и агырекской фронтальной олистостромы.

В междуречье Самсы-Баканас-Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки песчаноцветных ушкызылских силицитов и высокожелезистых балгашокинских базальтов раннего и среднего ордовика [23].

Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов карбонатно-базальтовой балкыбекской формации этих двух районов не вызывает сомнения, то аналоги балгашокинских базальтов в пределах восточного борта Шакшанская зоны не известны.

Выявленные нами петрогохимические особенности вулканитов балкыбекской формации, балкыбекского гайота или симаунта [2], дают основание сопоставить их с базальтами океанических островов Императорского хребта Восточно-Тихоокеанского поднятия [52].

Верхнекатские пар- и неоавтохтонные отложения, в которые заключены аллохтонные комплексы Агырек-Арсаланской аккреционной призмы, в двух пунктах охарактеризованы палеомагнитными данными (рис. 1).

В горах Агырек и Косгомбай пар- и неоавтохтонные отложения характеризуются $Dec_a = 110^\circ$ и $Ia = 5^\circ S$, а для верхнекатских отложений гор Майлжен известна $Ia = 1^\circ S$ соответственно [19], эти данные дают основание обосновать приэкваториальную, субширотную ориентировку Агырек-Арсаланской аккреционной призмы протянувшуюся более чем на 1500 км.

Этому не противоречат и палеомагнитные данные вулканогенно-осадочных отложений Кендыкты-Шынгызской островной дуги [4, 47] тектонически сопряженной с Агырек-Арсаланской аккреционной призмой (рис. 1).

В нижнем палеозое Казахстанский палеобассейн, по-видимому, находился в области влияния Балтоскандинийского палеобассейна и был отгорожен от Сибирского палеобассейна, большая часть которого располагалась в северных широтах, системой кулисообразных островных дуг и прилегающих к ним микроконтинентов. Характерно, что современная форма Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы вписывается в конфигурацию вышеупомянутых структур.

О нахождении Казахстанского палеобассейна в нижнем палеозое в южных широтах свидетельствуют и палеогеографические ареалы расселения фауны Центрального Казахстана:

1) позднекембрийские, ранне- и среднеордовикские комплексы конодонтов кремнисто-вулканических толщ Центрального Казахстана надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтоскандинии [55, 56, 9 и смотри следующую главу].

2) в междуречье Оленты-Шидерты и на востоке Шынгызского хребта встречаются ордовикские брахиоподы, близкие по составу Южно-Уральским [51, 48], а позднекембрийские и тримадокские трилобиты близки к Балтийским комплексам [48].

3) позднеордовикские кораллы, трилобиты и брахиоподы северо-востока Центрального Казахстана, Шынгыза и Предшынгызья несут черты большого сходства с фауной Южного Китая и Австралии, и только некоторые группы позднеордовикского бентоса встречаются также в Балтии и Северном Китае [48].

Основные выводы и корреляция с международной стратиграфической шкалой ордовика

Присутствие кораллов слоев с *H. giganteus* в отложениях, подстилающих и перекрывающих тектонические пластины, а также в составе олистостромовых фаций и серпентинитовых меланжей свидетельствует о кратковременности процесса пакетирования и «запечатывания» тектонических покровов в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы. Составы тектонических покровов отражают разрезы различных структурно-формационных зон нижнепалеозойских бассейнов Центрального Казахстана, тяготеющие к приэкваториальной области Палеоазиатского океана.

Меланжированные перidotиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, нижнеордовикские базальт-туфитовые, нижне-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, «запечатанные» катской олистостромой, не принадлежали ранее единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

Присутствие в составе нижнекембрийского балкыбекского симаунта вулканитов двух типов, OIB и MORB, свидетельствует о проявлении в нижнем кембрии плейт- и плюм-тектонических режимов в пределах Центрально-Казахстанского сегмента Палеоазиатского океана.

Ордовикские вулканиты не являются геохимическими аналогами MORB, резко выраженные колебания когерентных элементов и магния сближают их с таковыми спрединговых задуговых бассейнов.

Присутствие в составе серпентинитового меланжа будин хромитов, габброидов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, базальтов, реже диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов указывает, что в процессе транспортировки была разрушена раннеордовикская энсиматическая островная дуга.

На основе анализа конодонтов в непрерывных разрезах нижнего и среднего ордова (флоский – дарривилльский ярусы) Н. М. Гридиной [35] выделены три комплекса последовательно сменяющих друг друга слоев с фауной.

Слои с фауной соответствуют «акме-зоне», т. е. слоям, в которых представлен расцвет или максимум развития какого-либо таксона, а не полный предел его распространения.

Под максимумом развития можно понимать обилие экземпляров вида или число видов в роде» [20]. Ниже приведем характеристику выделенных слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандинии [13, 49] и Международной стратиграфической шкалой [46].

1. Слои с *Paracordylodus gracilis*: а) зона *Prioniodus elegans*: *Paracordylodus gracilis*, *Prioniodus elegans*, *Acodus deltatus longibasis*, *Paroistodus proteus*, *Protopanderodus robustus*, *Tropodus sweeti*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus* sp., *Bergstroemognathus* sp., *Drepanodus* sp.; б) зона *Oepikodus evae*: *Paracordylodus. gracilis*, *Oepikodus evae*, *Prioniodus elegans*, *Periodon flabellum*, *Drepanodus arcuatus*, *Tropodus. sweeti*, *Acodus aff. emanuelensis*, *Acodus. aff. deltatus*, *Paroistodus* sp., *Protoprioniodus* sp., *Drepanodus* sp., *Oistodus* sp. Слои с *Paracordylodus gracilis* сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандинии, последовательно включая зоны *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae*, и соответствуют верхам рапхметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордова Международной стратиграфической шкалы (МСШ, рис. 4).

2. Слои с *Periodon flabellum*: *Periodon flabellum*, *Oepikodus intermedius*, *Baltoniodus navis*, *Prioniodus* aff. *oepkii*, *Oepikodus* aff.,

communis, *Paroistodus* sp., *Paroistodus originalis*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoplironiodus* sp., *Paracordylodus* sp., *Drepanodus* sp., *Oistodus* sp. Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонта Балтоскандинии и соответствуют когашкому горизонту Казахстана, дапинскому ярусу среднего ордова (МСШ, рис. 4). Следует подчеркнуть, что в основании слоев с *Periodon flabellum* широко развит *Oepikodus intermedius* – вид, не характерный для Балтоскандинии, но он описан Е. Серпагли [53] в Аргентине в формации Сан Хуан, в средней и верхней частях зоны «Р», сопоставляемой с зоной *B. triangularis – navis*. Есть данные, что *O. intermedius* достаточно широко развит в Центральном Казахстане и выделяется в зону *O. intermedius*, соответствующую зоне *B. triangularis – navis*. Верхняя часть слоев с *Periodon flabellum* представлена очень обедненным составом — это элементы *P. flabellum* и очень редко обнаруживаются остальные виды.

3. Слои с *Paroistodus horridus*: *Paroistodus horridus*, *Periodon flabellum*, несколько выше появляются *Periodon aculeatus*, *Histiodella cf. holodentata*, *Paroistodus* sp. Слои с *Paroistodus horridus* сопоставляются с верхами кундаского и азериским горизонтами Балтоскандинии (соответственно зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella* и *Eoplacognathus suecicus*), соответствуют копалинскому и низам анрахайского горизонта, низы дарривилльского яруса среднего ордова (МСШ, рис. 4). *Paroistodus horridus* широко распространен в Центральном Казахстане, имеются многочисленные находки его в кремнистых толщах, кроме того, он описан в известняках узунбулакской свиты [16], низы которой являются стратотипом копалинского горизонта.

Проведенные исследования только обозначили основные проблемы и выявили объекты, дальнейшее изучение которых позволили бы нам приблизиться к пониманию геодинамической истории развития палеозойд Центрального Казахстана.

Следует продолжить поиск слабо тектонически нарушенных блоков кремнистых пород, в переделах которых можно было бы провести послойные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тримадокских уровней как в косгомбайских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд.

Учитывая крайне высокие концентрации циркония в суперплюмовых базальтоидах Арырекских гряд, следует отобрать пробу на предмет обнаружения циркона, продолжить поиск конодонтов в яшмах, прослаивающих базальтоиды. Эти исследования целесообразно провести у западных склонов Арырекских гряд с целью наращивания информации в пределах объекта, где ранее был описан их стратотипический разрез.

В пределах Арырек-Арсаланской аккреционной призмы следует более детально изучить геохимический состав нижнекембрийских базальтов с целью установления, являются ли они производными обогащенной ($U+Th/Pb$) мантии или они отвечают составу EM1 или континентальной мантии. Эти данные позволят разрешить многолетний спор, являлись ли структуры Центрального Казахстан в раннем кембрии составной частью мирового Палеоазиатского океана [3] или они формировались в пределах малых океанических бассейнов [31], образовавшихся в процессе рифтогенеза континентальной коры.

Благодарность. Авторы благодарят палеонтологов Ольгу Игоревну Никитину (Алматы, Казахстан), Татьяну Юрьевну Толмачеву (Санкт-Петербург, Россия) и Леонида Евгенича Попова (Валес, Англия) за корректуру списков фауны и полезные комментарии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Аведеев А. В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.-мин. наук, 1986, 32 с.
2. Азербаев Н. А. Зональность, этапность и стадийность развития Шынгыс-Тарбагатайской островной дуги в кембрии (Казахстан) // Геология морей и океанов. Материалы XVIII Международной научной конференции (Школы) по морской геологии. Том V. Москва. ГЕОС. 2009. С. 200-204.
3. Антонюк Р. М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. Изд-во МГУ, 1971. С. 152-160.
4. Антонюк Р. М., Евсеенко Р. Д., Степанец В. Г., Гранкин М. С., Мальченко Е. Г. 1995. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. М. 1: 1500000. 251 с. (Фонды)
5. Антонюк Р. М. и Васюков Ю. А. Геодинамика зоны сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Иртыш-Зайсанской складчатых областей // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 66-72.
6. Бандалетов С. М. Силур Казахстана, Алма-Ата, Наука КазССР, 1969, 155 с.
7. Беспалов В. Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника, 1980. 2. С. 78-94.
8. Геология окраинных бассейнов: М.: Мир, 1987. 464 с.
9. Гридинина Н. М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 135-140.
10. Дегтярев К. Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М. Наука, 1999. 119 с.
11. Дегтярев К. Е., Рязанцев А. В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоях Казахстана // Геотектоника, 2007, №1, с. 71-96.
12. Двойченко Н. К., Абаимова Г. П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана // Труды Института геологии и геофизики. Новосибирск, Наука, 1986. С. 160-177.
13. Дубинина С. В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. М., 1990. 25 с.
14. Ергалиев Г.Х., Мясников А. К., Никитин И. Ф. и др. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана, 1998. № 4. С. 11-32.
15. Жаутиков Т. М. Новые данные об археопиатах нижнего кембрия хребта Чингиз // Стратиграфия и палеонтология нижнего и среднего кембрия СССР. Новосибирск, 1976. Вып.286. С. 127-141.
16. Жилкайдаров А. М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингиля: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
17. Иешин Н. К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1978. 107с.
18. Конева С. П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1979. 124с.
19. Куренков С. А., Диценко А. Н., Симонов В. А. Геодинамика палеоспрединга. М.: ГЕОС, 2002. 294 с.
20. Международный стратиграфический справочник. М., 1978. 226 с.
21. Никитина О. И., Толмачева Т. Ю., Рязанцев А. В. Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика северной Бетпак-Далы (Центральный Казахстан) // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С. 8-23.
22. Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата. Наука КазССР, 1972. 242с.
23. Никитин И. Ф., Жилкайдаров А. М., Фрид Н. М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингиля // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57-70.
24. Никитин И. Ф., Гридинина Н. М., Жилкайдаров А. М., Степанец В. Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингиля // Геология Казахстана, 1995. №2. С. 32-41.
25. Никитин И. Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002. Т. 43. С. 512-527.
26. Новикова М. З., Герасимова Н. А., Курковская Л. А., Степанец В. Г., Якубчик А. С. Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // БЮЛ. МОИП, отд. геол., 1993, т. 68, вып. 6. С. 47-63.

27. Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаба 1: 500 000. Серия Центрально-Казахстанская. А-А. 1981. 324с.
28. *Лейве А. В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника, 1969. № 4. С. 5-23.
29. *Рязанцев А. В., Румянцева Г. Ю.* Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюл. МОИП, отд. геол., 1987, т. 62, вып. 4. С. 42-52.
30. *Рязанцев А. В.* Структурная зональность нижнепалеозойских комплексов в Башкельской островодужной системе на северо-востоке Центрального Казахстана // Очерки по региональной тектонике. Т. 2: Казахстан, Тянь-Шань. Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 5-39.
31. *Сейтов Н. С.* Тектоника плит и оливинитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.
32. *Степанец В. Г.* Два типа оливинитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. Док. А-Ата: 1988. С. 78-81.
33. *Степанец В. Г.* Проблема оливинитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Оливиниты Казахстана. Караганда. 1990. С. 50-65.
34. *Степанец В. Г.* Петрология и геологическая позиция оливинитов Северо-Востока Ц. Казахстана: Дисс. канд. геол.-мин. наук. ИГН АН РК. Алма-Ата, 1992. 325 с.
35. *Степанец В. Г., Гридина Н. М., Коник В. Е.* Верхнеордовикские олистостромы и стратиграфия вулканогенно-кремнистых комплексов гор Агырек и Костомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.
36. *Степанец В. Г.* Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамагмитов (на примере оливинитов Центрального Казахстана). // Метаплоргения древних и современных океанов-2007. Гидротермальные и гипергенные рудоносные системы. Т. I. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2007 г. С. 60-67.
37. *Степанец В. Г.* Тектоника, геохимия и генезис планарирских суперплумов оливинитов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С. 30-38.
38. *Степанец В. Г.* Оливиниты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД. 2008. 172с.
39. *Степанец В. Г., Антонюк Р. М.* Тектоническое положение и магматическая эволюция вулканитов Майкаинского рудного района // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2009. № 4. С. 10-20.
40. *Степанец В. Г., Антонюк Р. М.* Петрохимические критерии петrogenеза базальтов Акшатауской структурно-формационной зоны // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2006. №2. С. 15-21.
41. *Харленд У. Б., Кокс А. В., Ллевеллин П. Г. Пиктон К. А. Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
42. *Хераскова Т. Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
43. *Якубчук А. А., Степанец В. Г., Новикова М. З. и др.* О выявлении осевой палео-спрединговой зоны в ордовикских оливинитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.
44. *Alexyutin M. V.* Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. Munchen. 91p.
45. *Azer M. K. & Stern R. J.* Neoproterozoic (835-720 Ma) Serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: Fragments of Forearc Mantle // The Journal of Geology, 2007, V. 115. P. 457-472.
46. *Bergstrom S.M., Chen X., Gutierrez-Marco J.C. & Dronov A.* The new chronostratigraphic classification of the Ordovician System and its relations to major regional series and stages and ^{13}C chemostratigraphy // Lethaia. 2008. №10. P. 1-11.
47. *Collins, A. Q., Degtyarev, K. E., Levashova, N. M., Bazhenov, M.L. Van der Voo, R.* Early Paleozoic paleomagnetism of east Kazakhstan: implications for paleolatitudinal drift of tectonic elements within the Ural-Mongol belt, Tectonophysics, 377. 2003. P. 229- 247.
48. *Fortey, R.A. & Cocks, L.R.M.*, 2003, Palaeontological evidence bearing on global Ordovician-Silurian continental reconstructions. Earth-Science Reviews. 61. P. 1-63.
49. *Lofgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northorn Sweden // Fossils and Strata. 1977. N 13. P. 129.
50. *Popov, L. E & Holmer, L. E.* Cambrian-Ordovician lingulate brachiopods from Scandinavia, Kazakhstan, and South Ural Mountains // Fossils and Strata, 1994, 35. P. 1-156.
51. *Popov L. E., Tolmacheva T. J.* Conodont distribution in a deep-water Cambrian-Ordovician Boundary Sequence from South-Central Kazakhstan // Ordovician Odyssey: Short Papers for the International Symposium on Ordovician System. Las Vegas, Nevada, 1995, USA. P. 121-124.
52. *Regelous, M., Hofmann, A. W., Abouchami W. and Galer S. J. G.* Geochemistry of Lavas from the Emperor Seamounts, and the Geochemical Evolution of Hawaiian Magmatism from 85 to 42 Ma // Journal of Petrology, 2003, Volume 44. Number 1. P. 113-140.
53. *Serpagli E.* Lower Ordovician Conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juang // Bull. de la Societa Paleontol. Italiana. 1974. V. 13, N 1-2. P. 17-98.
54. *Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H., Sager W. W., Klaus A.* Geochemical evidence for a mid-Creataceous superplume // Geology, 1998. V. 26. №2. P. 151-154.
55. *Tolmacheva, T. J., Damelian, T., Popov, L. E.* Evidence from 15 m.y. of continuous deep-sea biogenic siliceous sedimentation in early Paleozoic oceans // Geology, 2001. V. 29. No. 8. P.755-758.
56. *Tolmacheva T. Yu., Degtyarev K. E., Ryazantsev A. V., Nikitina O. I.* Conodonts from the Upper Ordovician Siliceous Rocks of Central Kazakhstan // Paleontological Journal, 2009, V. 43, № 11. P. 1-15.