

УДК 551.24:/56:551.732/.733 (574.3)

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

Светлой памяти Игоря Федоровича Никитина посвящается



В. Г. СТЕПАНЕЦ,
доктор естественных наук,
г. Вильгельмсхафен, Германия



Н. М. ГРИДИНА,
палеонтолог,
ТОО «Центргеолсъемка»,
г. Караганда, Республика Казахстан

Солтүстік-шығыс Орталық Қазақстанның Ағырек және Косгомбай тауларының астыңғы – палеозойдың тәңба және тәңба-жанар жанар тау гендігі кейінгі ғалдырулардың, олардың жас шамасы, жинағталуның тізбек анықтап алған және-жапсарлас аудандарымен олардың корреляциясы орындалған стратиграфия және палеомагнетизм бойынша материалдар осы бапта ғалдыру. Орталық Қазақстанның палеозойдардың аккреция призмасының кең дамыған Ағырек-Арсаландың шектердегі олистостромовдың кейінгі ғалдырулардың катский жас шамасы дәлелдейді. Кремнийлі ғалдыр-дегіш стратиграфия деңгейлері ерекшеленген: *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* және *Paroistodus horridus* ғабаттар. Тәменгі кембрий карбонат-базальтті, орташа-жоғары карбонатты, жоғары кембрийлі-тәменгі ордовикті карбонатты-терригенні, тәменгі және орташа ордовик жанар тау гендік, туфоген-кремнийлі, офиолит меланждарымен байланыстыратын кремнийлі ғалдыр-дегіш тәменгі палеозой офиолит ғауымдастығыға жатпайды екені анықталған.

В данной статье обобщены материалы по стратиграфии и палеомагнетизму нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных отложений гор Агырек и Косгомбай северо-востока Центрального Казахстана, уточнен их возраст, последовательность накопления и выполнена их корреляция со смежными районами. Доказывается катский возраст олистостромовых отложений, широко развитых в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы палеозой Центрального Казахстана. В кремнистых непрерывных разрезах выделены три стратиграфических уровня: слои с *Paracordylodus gracilis*, *Periodon flabellum* и *Paroistodus horridus*. Установлено, что нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, средне-верхнекембрийские карбонатные, верхнекембрийские-нижнеордовикские карбонатно-терригенные, нижне- и среднеордовикские вулканогенные, туфогенно-кремнистые, кремнистые толщи, ассоциирующие с офиолитовыми меланжами, не принадлежат единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

The analysis of data on the stratigraphy of Lower Paleozoic sedimentary and sedimentary–volcanogenic sequences in central Kazakhstan made it possible to specify their ages, structural relationships, and correlation with coeval sections of neighboring areas. It is shown that olistostromes widespread in the Agyrek–Arsalan accretionary wedge of the central Kazakhstan Paleozooids are of Katian age. Three stratigraphic units are defined in continuous siliceous sections: *Paracordylodus gracilis* Beds, *Periodon flabellum* Beds, and *Paroistodus horridus* Beds. It is established that Lower Cambrian carbonate–basaltic, Middle–Upper Cambrian carbonate, Upper Cambrian–Lower Ordovician carbonate–terrigenous, and Lower–Middle Ordovician volcanogenic, tuffaceous–siliceous, and siliceous sequences associated with serpentinite melange belong to different lithotectonic zones of Early Paleozoic basins.

ВВЕДЕНИЕ

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 Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1), оставалась неясна последовательность формирования кремнисто-вулканогенных, 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 Агырек и Косгомбай, являются предметом продолжительных дискуссий [17, 18, 7, 12, 32, 34, 26, 35, 25, 30].

Впервые о наличии олистостром у западных склонов гор Агырек упомянуто в работе Н. К. Ившина [17]. Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Агырек, 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 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 вендско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними

терригенные отложения в нижне-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту, отвечающие второму и первому океаническим слоям соответственно.

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

Противоречия в определении возраста, последовательности накопления кремнисто-вулканогенных, 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 приводило 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 исследований 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 с целью их корреляции с современной Международной стратиграфической схемой ордовика [46].

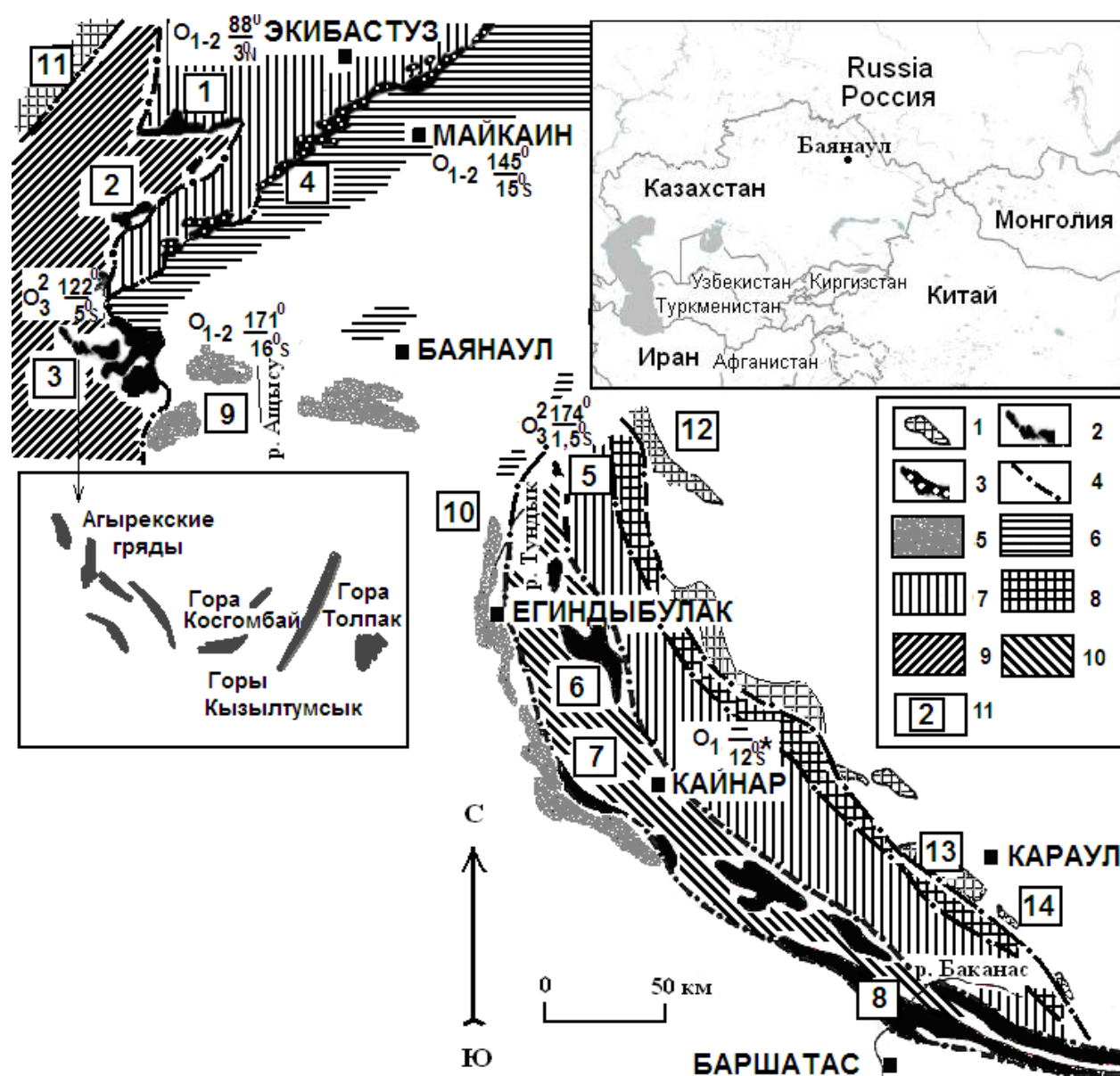


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызья и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов [24, 5, 11, 38].

1 – Ерментау-Найманжальский аккреционный клин; 2 – Агырек-Арсаланская аккреционная призма; 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. Агырек и Косгомбай, 4 г. Адильбек и Балааркалык, –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. Сарышоки, ур. Найман, 14 – Кызылтас; O₁₋₂ – возраст пород исследуемых на палеомагнитные свойства, в числителе склонение в древних координатах компоненты J_n, в знаменателе палеоширота по [4, 19, 47]. Полярность палеоширот ордовикских осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов опубликованная в работах Антоюка [4] и Куренкова [19] приведена в соответствие с методикой разработанной М. В. Алексютиным [44].

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Результаты детальных исследований отложений гор Агырек и Косгомбай М. З. Новиковой [26], С. П. Конева [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 неавтохтонные комплексы.

Нами к паравтохтону отнесена катская карбонатно-терригенная толща (среднекембрийская граувакковая по В. Ф. Беспалову [7], средневерхнеордовикская терригенная по Р. М. Антонюку [27], сандбская флишеидная еркебидайская толща по М. З. Новиковой [26]) и наращивающая ее фронтальная олистострома [35].

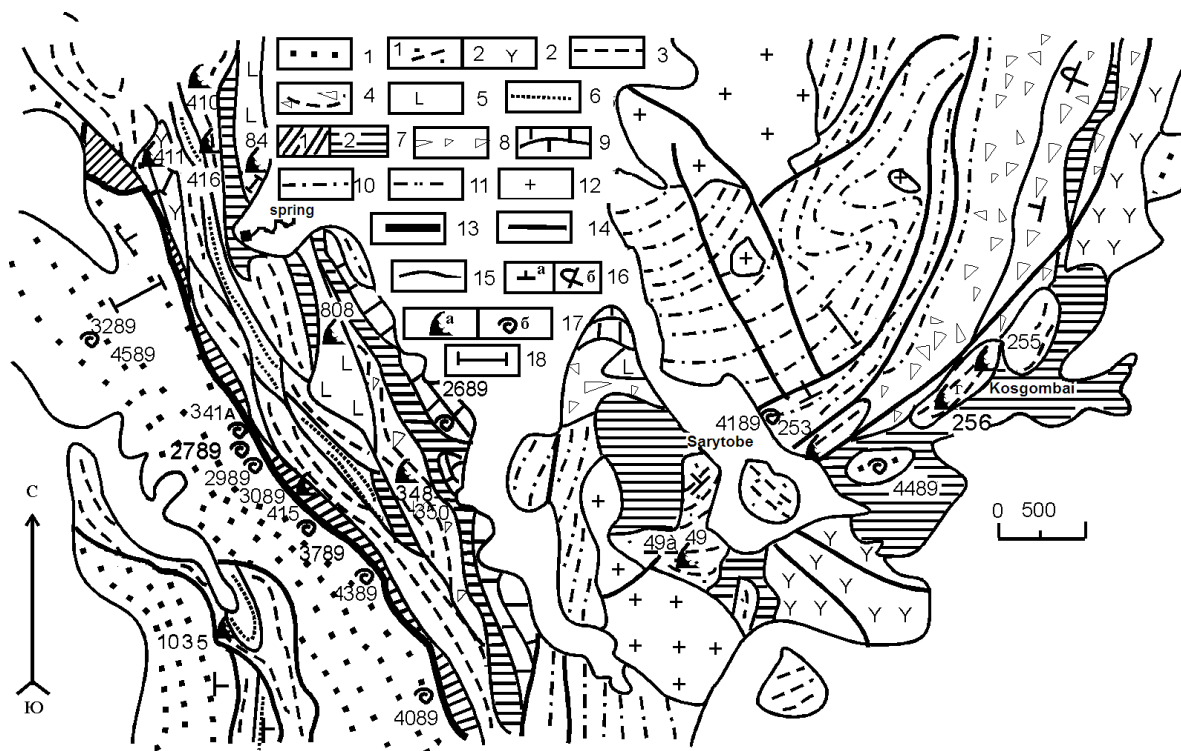


Рис. 2. Геологическая схема района (координаты центра участка: 50.8° с. ш., 74.2° в.д.) горы Косгомбай и Агырекских гряд (по В. Г. Степанцу, Н. М. Гридиной, В. Е. Конику, схема составлена с использованием материалов Новиковой [26]).

1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща ($Dec_a=98^{\circ}$, $Inc_a=11^{\circ}$, $\alpha_{95}=8^{\circ}$ по [19]); 2-7 – аллохтонные толщи. 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: 2.1 – туфогенно-кремнистые отложения, 2.2 – щелочные базальтоиды ($Dec_a=110^{\circ}$, $Inc_a=-3^{\circ}$, $\alpha_{95}=15^{\circ}$ по [19]); 3 – косгомбайские силициты; 4 – кремнеобломочные породы; 5 – толеитовые базальты ($Dec_a=115^{\circ}$, $Inc_a=-6^{\circ}$, $\alpha_{95}=21^{\circ}$ по [4]); 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика, 7 – меланжи: 7.1 – полимиктовый, 7.2 – олигомиктовый; 8-11 – отложения неавтохтона ($Dec_a=122^{\circ}$, $Inc_a=10^{\circ}$, $\alpha_{95}=14^{\circ}$ по [19]): 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов, 11 – караайгырская свита нижнего силура; 12 – среднедевонские гранитпорфиры 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 – конодонтов, б – кораллов; 18 – места отбора ориентированных образцов для палеомагнитных исследований. Dec_a , Inc_a – склонение и наклонение в древних координатах компоненты J_n , α_{95} – угол овала доверия.

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 2). Это ритмично переслаи-

вающиеся кремнистые алевролиты, алевролиты, алевропесчаники, граувакковые песчаники, которым подчинены небольшие (2 x 15 м) лин-

зы и маломощные (5 м) прослои брекчированных известняков с кораллами катского яруса: *Nyctopora* 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. Конином. Вверх по разрезу песчаники сменяются известковистыми песчаниками и органогенно-обломочными известняками (рис. 3, обн. 2789). В районе обнажения 2789, где ранее А. Г. Поспеловым [18] были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия-ордовика, В. Е. Конином обнаружены кораллы, катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus*: *Agetolites* cf. *minor* Lin, *Agetolitella prima* Kim, *Hemiagetolites* cf. *columellus* Koval., *Palaeofavosites*? sp., *Catenipora* sp., *Rhabdotetradium* sp., *Heliolites*? sp., *Propora* sp., *Plasmoporella* cf. *grata* Poltavzeva. Структурно выше обнажаются агырекские олистостромы. Они нами подразделены на фронтальную и тыловую олистостромы. Фронтальная олистострома наиболее полно вскрывается вдоль юго-западного склона Агы-

рекских гряд, где в виде выклинивающегося горизонта мощностью до 100 м, согласно наращивает карбонатно-терригенную толщу катского яруса или замещают ее верхи по ла-терали.

Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролит-песчанистый матрикс, часто интенсивно рассланцованный, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из глыб 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 палеозойского 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* (Müller), *Mamillodus* sp., *Proacontiodus* sp.

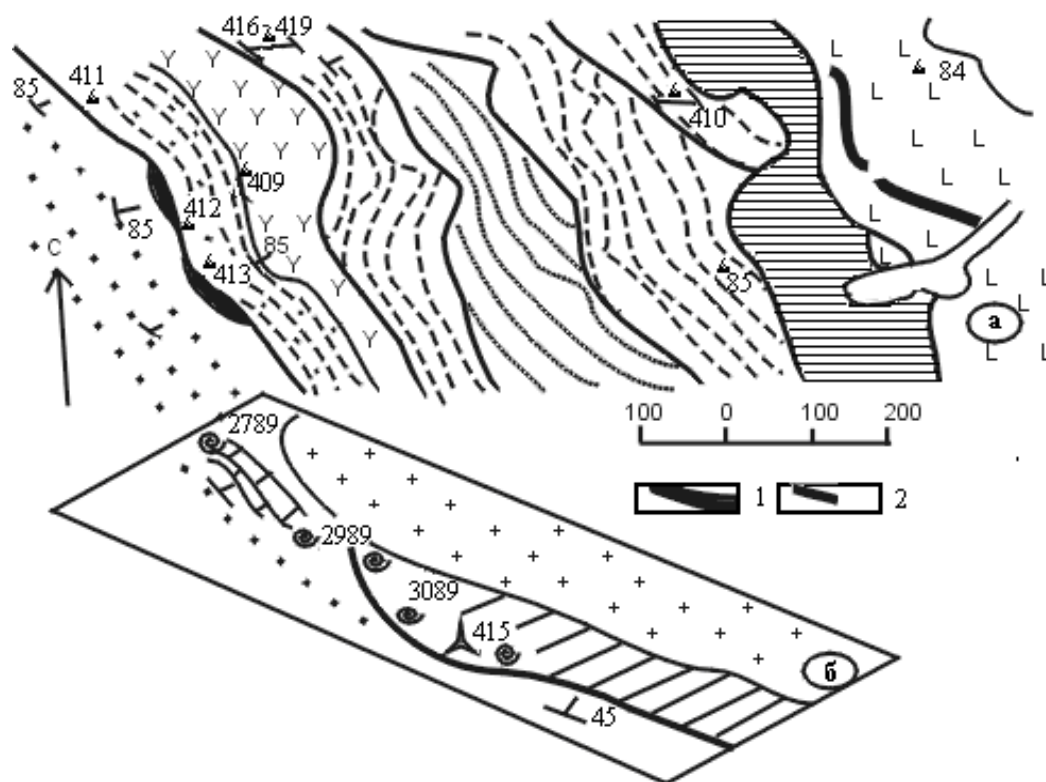


Рис. 3. Детальная схема врезка к геологической схеме района Агырекских гряд.

а – северо-западного окончания, б – центральной части. 1 – листвениты, 2 – среднедевонские гранит-порфиры. Остальные условные обозначения см. на рис. 2.

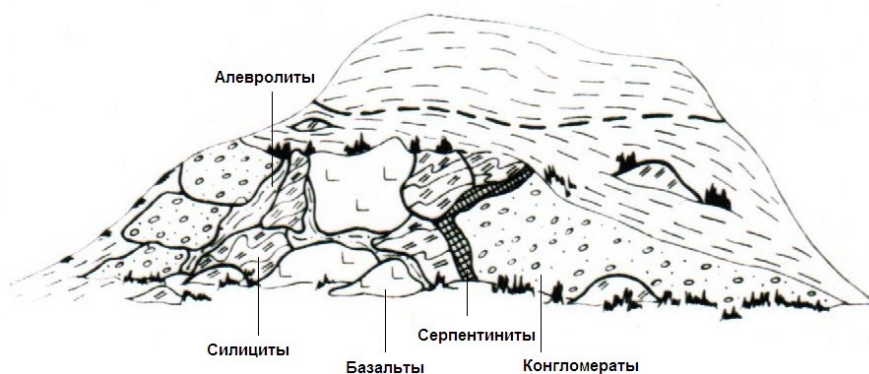


Рис. 4. Пример строения фронтальной олистостромы в районе горы Косгомбай.

Также присутствуют обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами, глыбы известняков и известняковых конгломератов охарактеризованы позднеордовикскими кораллами, скорее всего, верхней половины катского яруса (рис. 3(б), обн. 2989): *Agetolites* sp., *Fletcheriella* sp., *Nyctopora* sp., *Reuschia* sp., *Propora tumulosa* Hill, *Heliolites* cf. *ramosus* Kovalevskii, *Vermiporella* sp. и слоев с *Holorynchus giganteus* (обн. 4389).

В горах Косгомбай (рис. 2) агырекская фронтальная олистострома обнажается фрагментарно, вскрываясь в виде небольших эрозионных окон из под олигомиктового серпентинитового меланжа (рис. 4). В её составе так же, как и в горах Агырек, обнаружены глыбы известняков, содержащие кораллы катского яруса, скорее всего, слоев с *Holorynchus giganteus* (обн. 4489).

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

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 остроугольными 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 (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 тынкудакской серии [29]. Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайгырской свиты [27].

Аллохтонные комплексы Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко отличающихся литологическим составом, но близких по возрасту: косгомбайских силицитов (?O₁fl₁-O₂da),

граувакковую (O₃?), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую (O₁tr? -O₂da) и толеитовых базальтов (O₁fl), террегенно-кремнистую (O₁fl) и серпентинитовые меланжи.

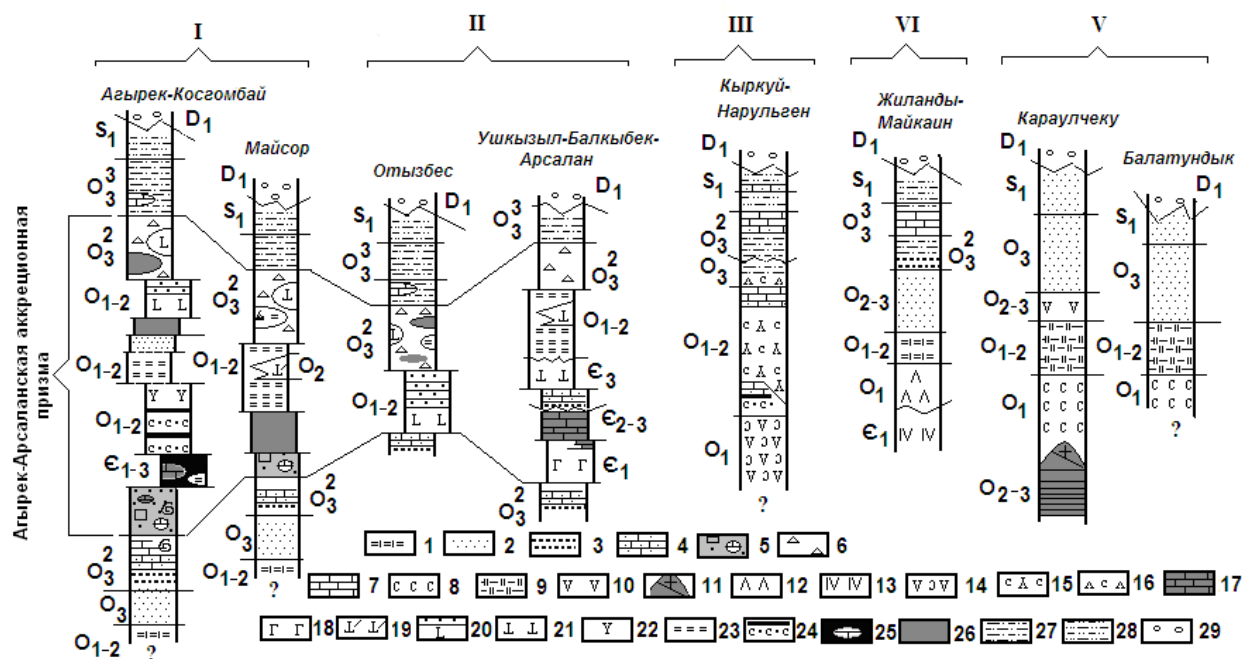


Рис. 5. Схематизированные разрезы нижнепалеозойских образований северо-востока Центрального Казахстана и Юго-Западного Предшынгызья.

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 флиш, 3 – алевриты, 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 вулканы, 11 – надсубдукционные плутонические офиолиты, 12 – щелочные риолиты и базальты, 13 – зеленые туфы, 14 – низкотитанистые, высокоглиноземистые порфировые андезиты и андезибазальты и их агломеративные туфы, 15 – низкотитанистые, умеренноглиноземистые базальты, андезибазальты, андезиты, андезидациты и их туфы, реже бониниты, переслаивающиеся с песчаниками, кремнистыми алевритами и яшмами, 16 – высокоглиноземистые андезиты и их туфы; 17-26 – аллохтонные комплексы: 17 – кембрийские известняки, 18 – щелочные оливиновые базальты, 19 – дифференцированные вулканы, 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 – неавтохтонные комплексы: 27 – терригенные и терригенно-карбонатные отложения, 28 – пестроцветные алевриты и песчаники, 29 – континентальные конгломераты.

Распространение аллохтонов отображено на рис. 2, а их положение в разрезе показано на рис. 5. 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 хризотиллизардитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним «закатаны» глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных щелочных оливиновых базальтов и диабазов, имеющих петрогеохимические черты сходства с внутриплитными low-Ti ($\text{TiO}_2=1.90$ мас.%) базальтами ($\text{Al}_2\text{O}_3=13.20$ мас.%, $\text{Sr}=260$ г/т, $\text{Rb}=24$ г/т, $\text{Nb}=18$ г/т $\text{Y}=22$ г/т $\text{Cr}=240$ г/т, $\text{Ni}=120$ г/т) и high-Ti ($\text{TiO}_2=2.50$ мас.%) базальтами ($\text{Al}_2\text{O}_3=13.20$ мас.%, $\text{Sr}=98$ г/т, $\text{Rb}=11$ г/т, $\text{Nb}=11$ г/т $\text{Y}=28$ г/т, $\text{Cr}=35$ г/т, $\text{Ni}=34$ г/т). Также встречаются голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев [27, 1]. Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестро-окрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флоского яруса (рис. 3(б), обн. 415): *Paracordylodus gracilis* Lindström, 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 кембрия. 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 амфибола, сцементированные 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 (см. рис. 2). Здесь с ними пространственно сопряжены тектонические покровы терригенно-кремнистой толщи, силициты которой

наряду с конодонтами флоского яруса (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *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. 3 (а)). 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, алевротуфитов, реже – песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневых аргиллитов и туфитов. В массивных темно-зеленых кремнях обнаружены конодонты флоского яруса, условно зоны *P. elegans* и *O. evae*: *Paracordylodus gracilis* Lindström, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), и *Prioniodus* sp. Выше по разрезу в полосчатых светло-серых, темно зеленых силицитах 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* (Lindström), *Histiodela* 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 высокочarged ионами ($\text{Nb}<65$ г/т, $\text{Zr}<760$ г/т, $\text{Y}<40$ г/т, $\text{Rb}<75$ г/т, $\text{TiO}_2<3.70$ мас. %, $\text{P}_2\text{O}_5<1.12$ мас.%) и обеднены когерентными элементами ($\text{Cr}<160$ г/т, $\text{Ni}<140$ г/т), что сближает их с суперплюмами острова Сахалин [52].

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

На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 2, 3(а)) в одном из фрагментов слабо нарушенной моноклинали силицитов, азимут простираения 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) флоского яруса нижнего ордовика, включая *P. elegans*: *Priodius elegans* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lindström, М элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansella?* sp., *Paroistodus proteus*; 2) низов дапинского яруса среднего ордовика, вероятно зоны *B. navis*, включая *Baltoniodus* cf. *navis* Lindström, *Oepikodus intermedius* (Serpagli), *Periodon flabellum* (Lindström), *Paroistodus* sp.; 3) верхов дапинского яруса, зона без названия – с редкими конодонтами *Periodon flabellum* (Lindström); 4) низов дарривилского яруса, включая *Paroistodus horridus* (Barnes et Poplawski), *Periodon flabellum* (Lindström).

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 конодонты 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, хризотилловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены

будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих перидотитов, габброидов, габбро-амфиболитов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, реже диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, глыбы базальтов, аналогичных по составу толеитовым базальтам флоского яруса, и силицитов.

Крупная пластина зеленых, зеленовато-серых базальтов флоского яруса, мощностью не более 120 м, обнажается у восточного склона Агырекских гряд (рис. 2), небольшие глыбы аналогичных базальтов встречаются в серпентинитовом меланже и тыловой олистостроме. 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 допина. Толеитовые ($Al_2O_3 < 17.0$ мас.%) базальты обеднены K_2O (0.10-0.42 мас.%), обогащены Na_2O (<5.54 мас.%), TiO_2 (1.11-1.55 мас.%), $FeO_{общ}$ (<11.91 мас.%) и характеризуются флюктуациями когерентных элементов (Cr: 32-170 г/т, Ni: 22-54 г/т), что отвечает составам базальтов задуговых спрединговых бассейнов [8]. Близкие по составу пиллоу-базальты, судя по петрохимическому составу, обнажаются также в составе сложнотектонизированных покровов у северных отрогов 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 флоского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon* sp.

ОБСУЖДЕНИЕ, ДИСКУССИИ И КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛОХТОНОВ И ОЛИ- СТОСТРОМОВ

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 ее 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 её коллеги [26] объединяли их в косгомбайскую серию.

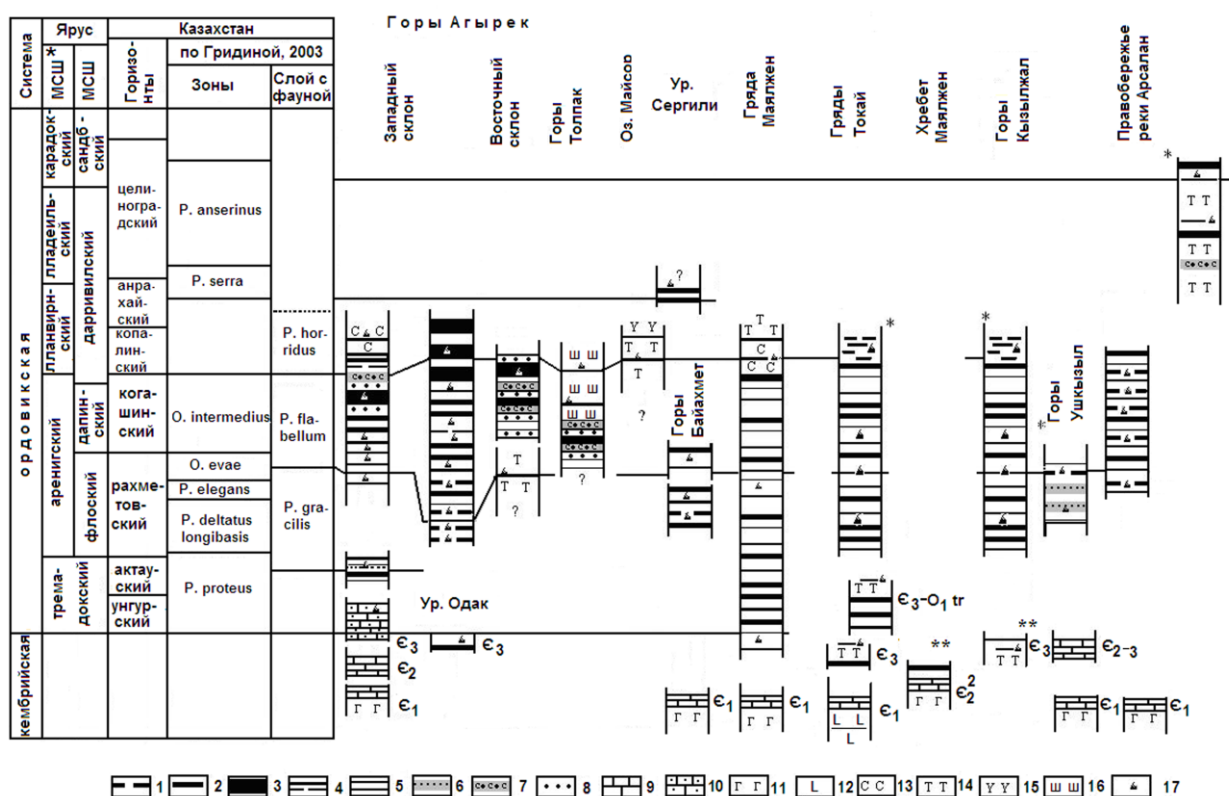


Рис. 6. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсаланской аккреционной призмы.

1-6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные, красноватые радиолариты, 4 – чередование зеленых и красных радиоларитов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники, туфоалевролиты и туффиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11 – внутриплитные базальты балкыбекской формации; 12 – внутриплитные вулканы карабулакской формации; 13-16 – островодужные комплексы: 13 – щелочные базальты, 14 – толеитовые базальты, 15 – известково-щелочные и 16 – шошонит-латитовые вулканы; 17 – конодонты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по (Харленд и др., 1984). Сравнительные разрезы, построенные по данным * (Tolmacheva et al. 2009) и ** (Дегтярева, 1999). Черными линиями показаны границы слоев с фауной.

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 петрогеохимические 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 щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи, обнажающийся в горах Агырек. Яшмы туфогенно-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* Lindström, характерных для верхов тремадока и низов фло, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 2) не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно (рис. 6).

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-туфогенные прослои с конодонтами *O. evae* и более древние [35], синхронны по времени образования низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их, как было принято ранее [26].

Схема – внизу базальты, а сверху 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 внутривулканических конглобрекций [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 ордовика (см. рис. 6). В урочище Одак (рис.1, (2)) в глыбе кремней известны позднекембрийские конодонты *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce et Jonas), *Eoconodontus* (E.) *notchpeakensis* (Müller), 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. 3. Новикова [26] предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодонты среднего и позднего допина (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 предлагают [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 Восточного Ерментау [27]. Однако эти предположения требуют дополнительного картирования и детальных послонных сборов конодонтов, в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

Однозначно определить полный стратиграфический объем 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. Верхнекембрийский 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 силицитах найманжальской свиты [14] Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана (рис. 1).

Мощность косгомбайских силицитов 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 силицитов известны для найманжальской свиты горы Токсамбай (рис. 1 (12)) Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы [9], для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья [50] и для силицитов горы Адильбек (рис. 1 (4)) Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры [34].

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистоостромы (см. рис. 5), остается неясным, какие типы базальтов и серпентинитовых меланжей ранее составляли единые офиолитовые комплексы.

Например, полимиктовый серпентинитовый меланж гор Агырек 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 со щелочными базальтоидами, полностью утратили пространственную связь с материнским ложем, на котором они были сформированы. Однако не исключено, что они могли надстраивать карбонатные и карбонат-

но-терригенные отложения верхнего кембрия и тремадока (см. рис. 6).

Резко отличным составом включений от полимиктового серпентинитового меланжа характеризуется олигомиктовый серпентинитовый меланж агырекской тыловой олистоостромы, 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 олистоостромы, 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 удастся 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. 6).

Например, на западном склоне Агырекских гряд (рис. 1 (3), рис. 6), на северном склоне Байахметских гряд (рис. 1 (1), рис. 6). Такую же позицию занимают блоки нижнекембрийских базальтов в горах Маялжен (рис. 1 (5), рис. 4) и Ушкызыл (рис. 1 (8), рис. 6) Юго-Западного Предшынгызя. 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. 6).

Формационную аналогию с фрагментами разрезов тектонических покровов агы-

рекской олистоостромы 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) олистоостромой, 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 олистоостроме. Тектонические покровы дифференцированных афировых пиллоу-базальтов, лейкократовые 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 флишеидные отложения накапливались на протяжении верхнего ордовика и нижнего силура (рис. 5), а их разрез не содержит олистоостромы, сопровождающие доскладчатые тектонические покровы, формирующиеся, как правило, после накопления терригенного флиша. Учитывая позднеордовикское время формирования олистоостромы 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 разрез являются возрастными и формационными аналогами кувской свиты левобережья Балатундык (рис. 5). Их отложения сопоставляются с фациями преддуговых бассейнов [34], что хорошо согласуется с присутствием в фундаменте паравтохтона урочища Караулчеку рас-

слоенных мафит-ультрамафитов, чьи верлиты и лерцолиты содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды [36], характерные для перидотитов преддуговых бассейнов [45].

Аналогами агырекской олистоостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы-Баканас-Арсалан (рис. 1 (8)) Юго-Западного Предшынгызя [24, 25]. Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов, фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и агырекской фронтальной олистоостромы.

В междуречье Самсы-Баканас-Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызылских силицитов раннего и среднего высокожелезистых балгашокинских базальтов среднего и позднего ордовика [56].

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

Выявленные нами петрогеохимические особенности вулканитов балкыбекской формации, формировавшихся в пределах балкыбекского гайота или симаунта (Азербайев, 2009), дают основание сопоставить их с плюмовыми базальтами островов подводного хребта Кинан бассейна Сикоку Филиппинского моря (Sato et al., 2002).

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 $D_{\text{св}} = 110^\circ$ и $I_{\text{св}} = 5^\circ \text{S}$, а для верхнекатских отложений гор Маялжен известна $I_{\text{св}} = 1^\circ \text{S}$ [19], эти данные дают основание обосновать приэкваториальную, субширотную ориентировку Агырек-Арсаланской аккреционной призмы простирающуюся более чем на 1500 км.

Этому не противоречат и палеомагнитные данные осадочно-вулканогенным отложе-

ний Кендыкты-Шынгызской палеоостровной дуги [4, 47] тектонически сопряженной с Агырек-Арсаланской аккреционной призмой (рис. 1).

В нижнем палеозое Казахстанский палеобассейн, по-видимому, находился в области влияния Балтоскандийского палеобассейна и был отгорожен от Сибирского палеобассейна, большая часть которого располагалась в северных широтах, системой кулисообразных островных дуг и прилегающих к ним микроконтинентов.

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-вулканогенных толщ Центрального Казахстана надежно сопоставляются с зональной конодонтовой шкалой Балтоскандии [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 тремадокские 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 перидотиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, нижнеордовикские базальт-туффитовые, нижне-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, «запечатанные» катской олистостромой, не принадлежали ранее единой нижнепалеозойской офиолитовой ассоциации.

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

Присутствие в составе серпентинитового меланжа будин 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 ордовика (флоский – дарривилский ярусы) Н. М. Гридиной [35] выделены три комплекса, последовательно сменяющих друг друга, слоев с фауной.

Слои с фауной соответствуют «акмезоне», 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 Балтоскандии [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 Балтоскандии, последовательно включая зоны *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae*, и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордовика Международной стратиграфической шкалы (МСШ, рис. 6).

2. Слои с *Periodon flabellum*: *Periodon flabellum*, *Oepikodus intermedius*, *Baltoniodus navis*, *Prioniodus* aff. *oepkii*, *Oepikodus* aff. *communis*, *Paroistodus* sp., *Paroistodus originalis*, *Drepanodus arcuatus*, *Protoprioniodus* sp., *Paracordylodus* sp., *Drepanodus* sp., *Oistodus* sp. Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским и низами кундаского горизонтов Балтоскандии и соответствуют когашикскому горизонту Казахстана, дапинскому ярусу среднего ордовика (МСШ, рис. 4). Следует подчеркнуть, что в основании слоев с *Periodon flabellum* широко развит *Oepikodus intermedius* – вид, не характерный для Балтоскандии, но он описан E. Serpagli [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 Балтоскандии (соответственно зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella* и *Eoplacognathus suecicus*), соответствуют копалинскому и низам анрахайского горизонтов, низы дарривилского яруса среднего ордовика (МСШ, рис. 6), *Paroistodus horridus* широко распространен в Центральном Казахстане, имеются многочисленные находки его в кремнистых толщах, кроме того, он опи-

сан в известняках узунбулакской свиты [16], низы которой являются стратотипом копалинского горизонта.

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

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

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

В приделах Агырек-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 ЕМ. Эти данные позволят разрешить многолетний спор, являлись ли структуры Центрального Казахстана в раннем кембрии составной частью мирового Палеоазиатского океана [3], формировались ли они в пределах малых океанических бассейнов [31] или являлись составной частью надсубдукционных комплексов [34].

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.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Новосибирск. Автореферат дис. д-р. геол.-мин. наук, 1986, 32 с.
2. Азербайев 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., Евсеев 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., 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. Гридина 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. 119с.
11. Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозоидах Казахстана // Геотектоника, 2007, №1, с. 71-96.
12. Двойченко Н.К., Абаймова 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 археоциатах 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 Предчингизья: Автореф. дисс. канд. геол. – минер. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.
17. Ившин 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., Диденко 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 Предчингизья // Изв. АН РК. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57-70.

24. Никитин И.Ф., Гридина Н.М., Жилкайдаров А.М., Степанец В.Г. О возрасте кувской свиты и районирование ордовикских отложений Западного Предчингизья // 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., Якубчук 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. Пейве 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 Бошекульской 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. Сеитов Н.С. Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата, 1988. 112с.
32. Степанец В.Г. Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана: Тез. Док. А-Ата:1988. С.78-81.
33. Степанец В.Г. Проблема офиолитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Офиолиты Казахстана. Караганда. 1990. С. 50-65.
34. Степанец В.Г. Петрология и геологическая позиция офиолитов 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 Косгомбай (Центральный Казахстан) // Геология Казахстана. 1998. №1. С. 12-23.
36. Степанец В.Г. Составы шпинелидов как индикаторы геодинамических обстановок надсубдукционных мафит-ультрамафитов (на примере офиолитов Центрального Казахстана). // Металлогения 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 лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН РК. Серия геологическая. 2008. № 6. С. 30-38.
38. Степанец В.Г. Офиолиты 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. Стецюра. М.М. Петрохимические критерии петрогенеза 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 офиолитах Центрального Казахстана // ДАН СССР. 1989. Т. 307. №5. С. 1198-1201.
44. Alexyutin M.V. Paleotectonic history of Kazakhstan during the Paleozoic. The Dissertation. München. 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. Bergström S.M., Chen X., Gutiérrez-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 Juan) // *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-Cretaceous superplume // *Geology*, 1998. V. 26. №2. P. 151-154.
55. Tolmacheva, T.Yu., Danelian, 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.