

УДК 551.24/56:551.732/.733(574.3)

ВЕРХНЕОРДОВИКСКИЕ ОЛИСТОСТРОМЫ ГОР АГЫРЕК И КОСГОМБАЙ И ПРОБЛЕМЫ КОРРЕЛЯЦИИ НИЖНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОСАДОЧНЫХ И ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

© 2011 г. В. Г. Степанец*, Н. М. Гридина**

*Nord Design, Rheinstr. 87, 26382 Wilhelmshaven, Germany
e-mail: wladimir@stepanez.de

**ТОО “Центргеолсъемка”, Караганда, Казахстан

Поступила в редакцию 05.11.2009 г., получена после доработки 12.04.2010 г.

Светлой памяти Игоря Федоровича Никитина посвящается

Обобщены материалы по стратиграфии нижнепалеозойских осадочных и осадочно-вулканогенных отложений северо-востока Центрального Казахстана, уточнен их возраст, последовательность накопления и выполнена их корреляция с аналогичными отложениями смежных районов. Доказывается катийский возраст олистостромовых отложений, широко развитых в пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы палеозойд Центрального Казахстана. В кремнистых непрерывных разрезах выделены три стратиграфических уровня: слои с *Paracordylodus gracilis*, слои с *Periodon flabellum* и слои с *Paroistodus horridus*. Установлено, что нижнекембрийские карбонатно-базальтовые, средне-верхнекембрийские карбонатные, верхнекембрийские–нижнеордовикские карбонатно-терригенные, ниже- и среднеордовикские вулканогенные, туфогенно-кремнистые, кремнистые толщи, ассоциирующие с серпентинитовым меланжем, не принадлежат единой нижнепалеозойской океанической коре.

Ключевые слова: кембрий, ордовик, олистостромы, аллохтоны, Казахстан.

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфический объем, последовательность накопления, тектоническое положение осадочных, осадочно-вулканогенных отложений и возраст олистостромы гор Агырек и Косгомбай являются предметом продолжительных дискуссий (Конева, 1979; Беспалов, 1980; Двойченко, Абаимова, 1986; Степанец, 1988, 1992; Новикова и др., 1993; Степанец и др., 1998; Никитин, 2002; Рязанцев, 2005). Это один из наиболее хорошо обнаженных и изученных объектов, где впервые были поколеблены принципы фиксизма в геологии Казахстана (Беспалов, 1980).

Впервые о наличии олистостромовых фаций у западных склонов гор Агырек упомянуто в работе Н.К. Ившина (1978). Несколько позднее, описывая терригенно-кремнистые отложения гор Агырек, С.П. Конева (1979) отмечает наличие глыб известняков с разновозрастной фауной кембрия в пачке Е. Впоследствии Р.М. Антонюк при описании нерасчлененных отложений кембрия (Объяснительная..., 1981) указывает на то, что эта пачка с глыбами “напоминает собой олистострому”, возраст которой, по мнению Н.К. Двойченко

(Двойченко, Абаимова, 1986), отвечает середине позднего ордовика.

К этому времени матрикс агырекской олистостромы фаунистически еще не был датирован, и время ее формирования определялось с учетом структурного положения и корреляции терригенных отложений с формационными аналогами смежных районов. М.З. Новикова (Новикова и др., 1993) датировала агырекскую олистострому в объеме O_{3sa} (?) и O_{3ka} , сопоставляя ее с разрезами Оленты-Шидертинского района (Рязанцев, Румянцева, 1987).

Тектонические покровы вулканогенных толщ описываемого района ранее выделялись Р.М. Антонюком (Антонюк, 1971; Объяснительная..., 1981) в вендско-нижнекембрийскую майкаинскую свиту, а толщи силицитов и ассоциирующие с ними терригенные отложения – в ниже-верхнекембрийскую косгомбайскую свиту. Эти свиты отвечают соответственно второму и третьему океаническим слоям.

Находки конодонтов в косгомбайских силицитах позволили С.П. Коневой (1979) и Н.К. Двойченко (Двойченко, Абаимова, 1986) от-

нести их к нижнему ордовику. Несколько позже Л.А. Курковская, М.З. Новикова, Н.А. Герасимова (Новикова и др., 1993) обнаружили в силицитах конодонты дапинского яруса и нижней части дарривилского яруса, 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 и последовательности накопления кремнистых, кремнисто-вулканогенных толщ были обусловлены, прежде всего, тем, что послонных сборов конодонтов ни в одном блоке сделать не удалось, все находки органических остатков носили единичный характер.

Впервые в горах Агырек послонные сборы конодонтов в кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложениях и кораллов в карбонатных отложениях матрикса агырекской олистостромы удалось сделать Н.М. Гридиной, В.Е. Конику и В.Г. Степанцу в период проведения детальных стратиграфо-тектонических исследований в 1988–1991 гг. (Степанец и др., 1998). Значительная часть результатов этих исследований не была опубликована, не была выполнена и корреляция олистостромовых, кремнистых и кремнисто-вулканогенных отложений с аналогичными отложениями смежных районов (рис. 1). В настоящее время подобные исследования на данной 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 (Bergström et al., 2008).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

На основании результатов детальных исследований М.З. Новиковой (Новикова и др., 1993), С.П. Конева (1979), А.В. Авдеева (1986), а также личных наблюдений авторов статьи отложения гор Агырек и Косгомбай подразделены на три структурно-формационные единицы первого порядка (рис. 2).

Паравтохтонные и неавтохтонные комплексы.

К паравтохтону отнесена катийская карбонатно-терригенная толща (среднекембрийская граувакковая по В.Ф. Беспалову (1980), средне-верхнеордовикская терригенная по Р.М. Антониюку (Объяснительная..., 1981), сандбийская флишоидная еркебидаикская толща по М.З. Новиковой (Новикова и др., 1993)) и наращивающая ее фронтальная олистострома (Степанец и др., 1998).

Карбонатно-терригенная толща обнажается только вдоль западного склона Агырекских гряд (рис. 2) и представляет собой ритмично пересла-

ивающиеся кремнистые алевролиты, алевролиты, алевропесчаники, граувакковые песчаники, которым подчинены небольшие (2 × 15 м) линзы и маломощные (5 м) прослои брекчированных известняков с кораллами катийского яруса: *Nyctopora* sp., *Lichenaria* sp., *Tetradium* sp., *Rhabdotetradium* sp. (обн. 4589) и *Reuschia* cf. *sokolovi* Dziubо, *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. 2, обн. 2789). В районе обнажения 2789, где ранее А.Г. Поспеловым (Конева, 1979) были определены микрофитолиты верхов позднего кембрия—ордовика, В.Е. Конином обнаружены кораллы катийского 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 обнажается агырекская олистострома. Она подразделяется на фронтальную и тыловую олистостромы. Фронтальная олистострома наиболее полно вскрывается вдоль юго-западного склона Агырекских гряд, где в виде выклинивающегося горизонта мощность до 100 м согласно наращивает карбонатно-терригенную толщу катийского яруса или замещает ее верхи по латерали (рис. 3).

Здесь в карбонатно-глинистую бесструктурную массу и алевролит-песчанистый матрикс, часто интенсивно рассланцованный, заключены глыбы и блоки яшм, афировых базальтов, известняков, из которых собраны органические остатки всех отделов кембрия (Ившин, 1978; Конева, 1979). Редко встречаются блоки миндалекаменных базальтов с линзами перетертых известняков ботомского яруса (Ившин, 1978), не установленные в автохтонном залегании в пределах палеозойского северо-востока Центрального Казахстана (Беспалов, 1980). Известен блок алевролитов и известковистых песчаников, датированных конодонтами верхнего кембрия—тремадока (Двойченко, Абаимова, 1986). В этом же блоке Н.М. Гридиной (рис. 2, обн. 341a) обнаружены и определены конодонты *Gapparodus bokononi* (Landing), *Phakelodus tenuis* (Müller), *Mamillodus* sp., *Proaccontiodus* sp. Присутствуют также обрывки пластов конгломератов, гравелитов, песчаников, наполненных офиолитовой кластикой и яшмами; глыбы известняков и известняковых конглобрекций содержат позднеордовикские кораллы, скорее всего верхней половины катийского яруса (рис. 2, 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).

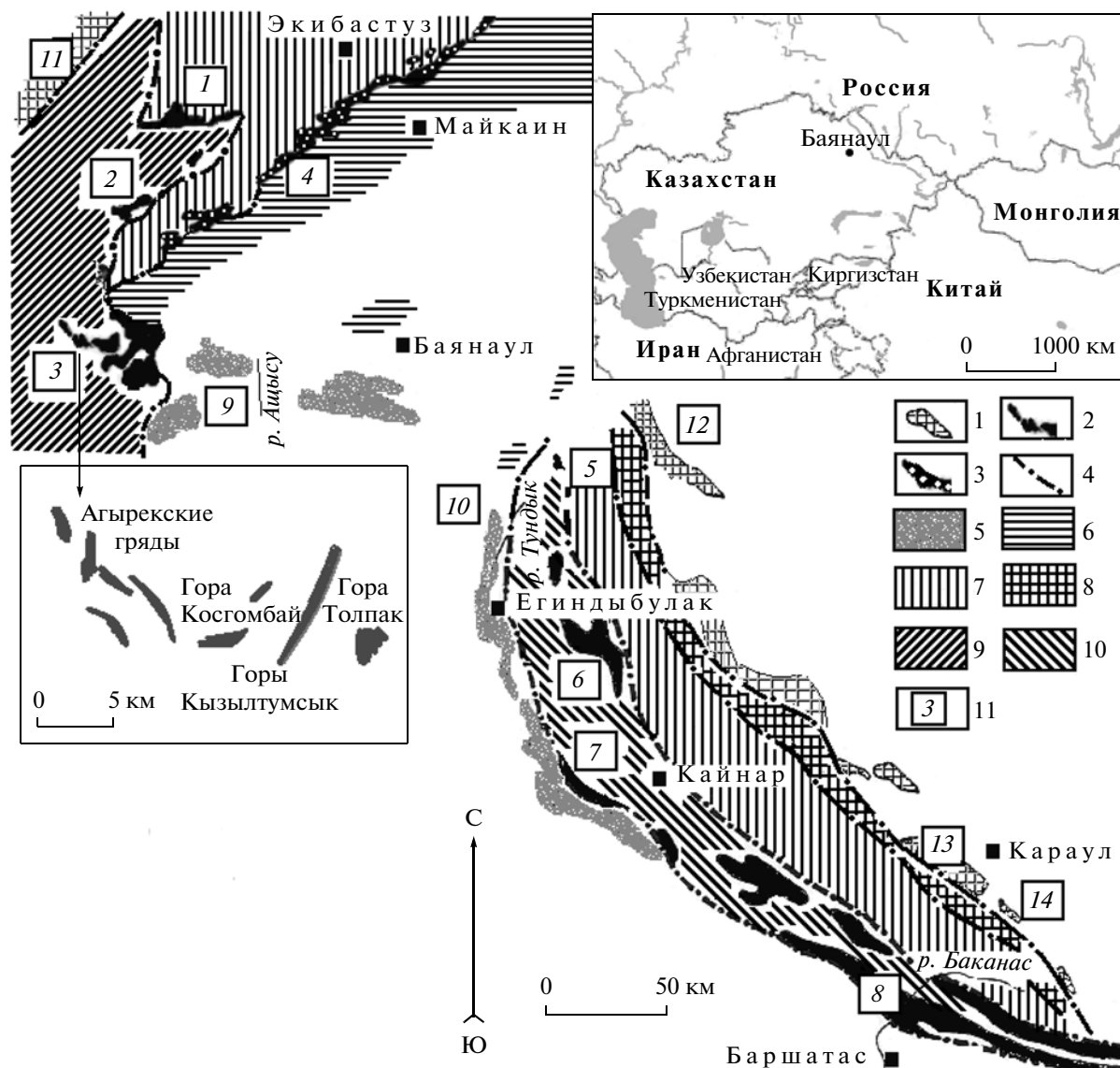


Рис. 1. Схема структурно-формационных зон северо-востока Центрального Казахстана, Юго-Западного Предшынгызия и сопредельных территорий, составлена с использованием материалов Никитина и др. (1995), Антонюка и Васюкова (2003), Дегтярева и Рязанцева (2007), Степанца (2008б).

1, 2 – аккреционные призмы: 1 – Ерментау-Найманжальская, 2 – Агырек-Арсаланская; 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 – озеро Майсор, урочище Сергили и гора Байахмет, 2 – урочище Одак, 3 – горы Агырек и Косгомбай, 4 – горы Адильбек и Балааркалык, 5 – гора Маялжен, 6 – гора Токай, 7 – гора Отызбес, 8 – гора Ушкызыл, река Арсалан, 9 – урочище Караулчеку, 10 – левобережье р. Балатундык, 11 – гора Ерментау, 12 – гора Токсамбай, 13 – гора Сарышоқы, урочище Найман, 14 – гора Кызылтас.

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

Структурно выше обнажаются тектонические покровы редуцированных разрезов разновозрастных осадочных, вулканогенно-осадочных толщ и серпентинитовых меланжей, запечатанные неавтохтонными карбонатно-терригенными отложениями чокпарского горизонта (катийский ярус), низы которых по вертикали и латерали замещаются тыловой олистостромой. Наиболее

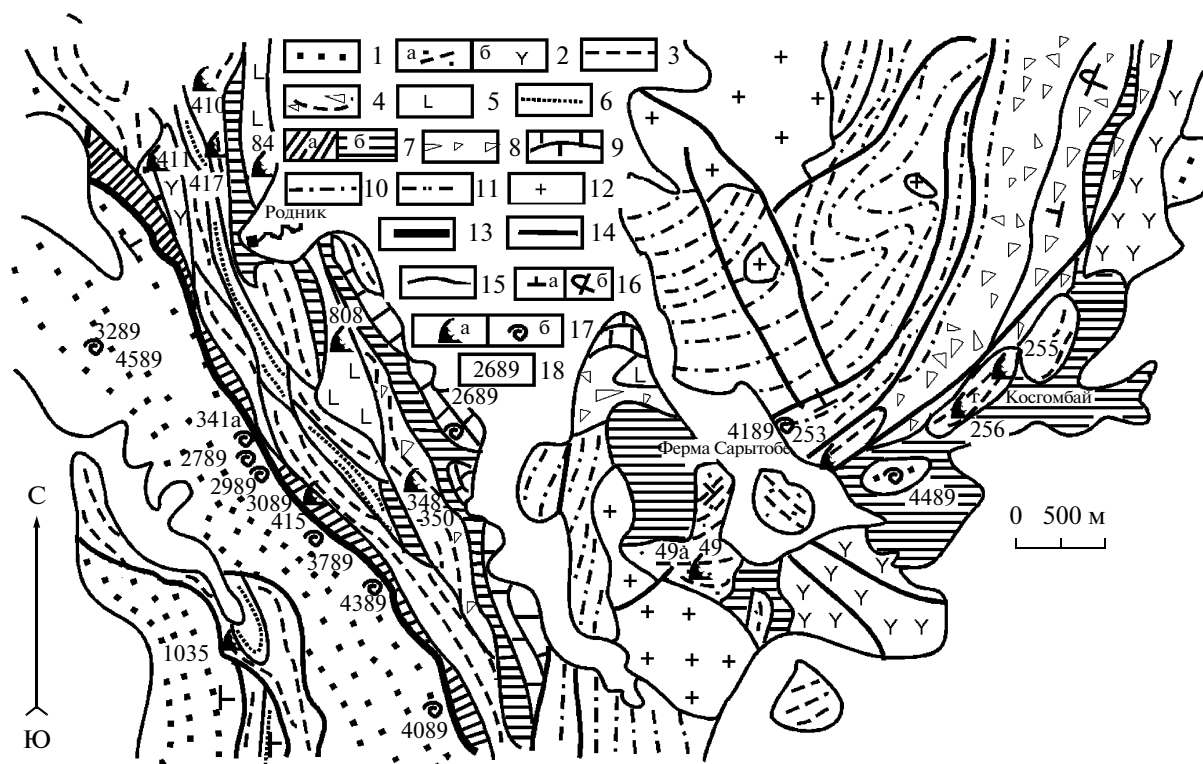


Рис. 2. Геологическая схема района (координаты 50.8° с.ш., 74.2° в.д.) горы Косгомбай и Агырекских гряд (по В.Г. Степанцу, Н.М. Гридиной, В.Е. Конику, схема составлена с использованием материалов Новиковой и др. (1993)).

1 – отложения паравтохтона, карбонатно-терригенная толща (O_3); 2–7 – аллохтонные толщи: 2 – щелочнобазальт-туфогенно-кремнистая: а – туфогенно-кремнистые отложения, б – щелочные базальтоиды, 3 – косгомбайские силициты, 4 – кремнеобломочные породы, 5 – толеитовые базальты, 6 – граувакковые песчаники еркебидайского облика, 7 – меланжи: а – полимиктовый, б – олигомиктовый; 8–11 – отложения неовтохтона: 8 – тыловая олистострома, 9 – известняки, 10 – чередование известковистых песчаников, алевропесчаников и алевролитов (O_3), 11 – караайгырская свита (S_1); 12 – среднедевонские гранит-порфиры и фельзиты; 13 – основание доскладчатого покрова; 14 – тектонические разломы; 15 – границы геологических тел; 16 – элементы залегания: а – нормальные, б – опрокинутые; 17 – местонахождение конодонтов (а) и кораллов (б); 18 – номера образцов.

широко агырекская 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 ее составе присутствуют глыбы серпентинитов, габброидов, пироксенитов, диабазов, базальтов и силицитов. Материал, окружающий олистолиты и олистоплаки, состоит, как правило, из продуктов разрушения самих пластин. Он представлен остроугольными глыбовыми брекчиями и конгломератами, сцементированными более тонким материалом того же состава. Последние при удалении от пластин постепенно сменяются плохо сортированными конгломератами, гравелитами, песчаниками, в которых улавливаются признаки градиционной слоистости. Для них характерно присутствие карбонатного материала, редко встречаются линзы известняков с кораллами (обн. 4189) *Reuschia* sp., *Prorora* sp., *Plasmoporella* sp. 1, 2, видимо, позднего катия (чокпарский горизонт Казахстана).

По латерали олистостромы к западу выклиниваются и у восточного склона Агырекских гряд фациально замещаются биогермными известняками позднего катия, запечатывая серпентинитовый меланж. В центральной части биогерма обнаружены кораллы (рис. 2, обн. 2689) чокпарского горизонта, слоев с *Hologynchus giganteus*. Вверх по разрезу агырекская тыловая олистострома наращивается карбонатно-терригенной толщей с брахиоподами (Никитин, 1972) и граптолитами (Объяснительная..., 1981) абакского+чокпарского горизонтов катийского яруса. На севере Шакшанской зоны она соответствует верхам разреза тынкудукской серии позднеордовикского возраста (Рязанцев, Румянцев, 1987). Карбонатно-терригенная толща постепенно сменяется зеленоцветными нижнесилурийскими алевролитами караайгырской свиты (Объяснительная..., 1981).

Аллохтонные комплексы Агырек-Косгомбайского района подразделяются нами на серию толщ, резко различающихся по литологическому составу, но близких по возрасту: косгомбайских

силицитов ($?O_1fl_1-O_2da$), граувакковую ($O_3?$), щелочнобазальт-туфогенно-кремнистую ($O_1tr?-O_2da$) и толеитовых базальтов (O_1fl), терригенно-кремнистую (O_1fl) и серпентинитовые меланжи.

Распространение аллохтонов показано на рис. 2, а их положение в разрезе — на рис. 3, где отчетливо видно, что аллохтонные комплексы четко структурированы в разрезе агырекскойolistостромы.

Нижний пакет покровов сложен полимиктовым серпентинитовым меланжем и фрагментами разрезов щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи. Полимиктовый серпентинитовый меланж обнажается вдоль юго-западного склона Агырекских гряд в виде узкой прерывистой полосы максимальной шириной до 150 м, протяженностью более 8.5 км (рис. 2). В интенсивно меланжированные гарцбургитовые хризотил-лизардитовые серпентиниты, милониты и листвениты по ним “закатаны” глыбы тектонизированных нижнекембрийских миндалекаменных оливиновых базальтов и диабазов, имеющих петрогеохимические черты сходства с внутриплитными низкотитанистыми ($TiO_2 = 1.90$ мас. %) базальтами ($Al_2O_3 = 13.20$ мас. %, $Sr = 260$ ppm, $Rb = 24$ ppm, $Nb = 18$ ppm, $Y = 22$ ppm, $Cr = 240$ ppm, $Ni = 120$ ppm) и высокотитанистыми ($TiO_2 = 2.50$ мас. %) базальтами ($Al_2O_3 = 13.20$ мас. %, $Sr = 98$ ppm, $Rb = 11$ ppm, $Nb = 11$ ppm, $Y = 28$ ppm, $Cr = 35$ ppm, $Ni = 34$ ppm). Встречаются также голубовато-серые, серые сланцы и мелкие редкие глыбы брекчий глаукофановых сланцев (Объяснительная..., 1981; Авдеев, 1986). Наиболее широко в составе полимиктового меланжа распространены глыбы железистых кварцитов, пестроокрашенных силицитов и кремнеобломочных пород с конодонтами флоского яруса (рис. 2, обн. 415) *Paracordylodus gracilis* Lindström. Здесь и далее по тексту 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 *Hologynchus giganteus*. И.Е. Кузнецовым (Новикова и др., 1993) описаны своеобразные офиолитовые кластиты, состоящие из обломков серпентина, биотита, хлорита, хромшпинели и амфибола, сцементированные хлорит-серпентинитовым материалом.

Маломощные покровы щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи обнажаются вдоль западного склона Агырекских гряд. Мощные по-

кровы щелочных базальтоидов широко развиты в окрестности фермы Сарытобе (рис. 2). С ними пространственно сопряжены тектонические покровы туфогенно-кремнистой толщи, в силицитах которой Л.А. Курковская, наряду с конодонтами флоского яруса (обн. 49): *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), *Baltoniodus* sp., ? *Acodus deltatus* McTavish, обнаружила (обн. 49a) 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, налегая на лиственитовую зону мощностью не более 8 м, обнажается пестрая толща (до 72 м) светло-серых, темно-зеленых кремней, алевролитов, алевротуффитов, реже песчаников с прослоями красных глинистых яшм, вишневого аргиллитов и туффитов. Эта толща перекрывает терригенно-карбонатные отложения паравтохтона. 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), *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. Базальтоиды (Степанец, 2008а) крайне обогащены элементами с высокзаряженными ионами ($Nb < 65$ ppm, $Zr < 760$ ppm, $Y < 40$ ppm, $Rb < 75$ ppm, $TiO_2 < 3.70$ мас. %, $P_2O_5 < 1.12$ мас. %) и обеднены когерентными элементами ($Cr > 10$ ppm, $Ni > 25$ ppm), что сближает их с суперплюмами острова Сахалин (Tatsumi et al., 1998).

Структурно выше залегают тектонические покровы дислоцированных косгомбайских силицитов и граувакковых пород. На севере западного склона Агырекских гряд (рис. 2) в одном из фрагментов слабонарушенной моноклинали силицитов (азимут простирания 80° , угол падения 60°) Н.М. Гридиной описан (Степанец и др., 1998), по видимому, несколько редуцированный разрез косгомбайских силицитов мощностью 18.7 м. В разрезе на четырех стратиграфических уровнях обнаружены конодонты (обн. 417): 1) флоского яруса нижнего ордовика, включая *P. elegans*, *Prioniodus elegans* Pander, *Paracordylodus gracilis* Lind-

ström, М-элемент *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Ansel-la? 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 (Никитин, 1972).

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 толщ толеитовых базальтов и фрагменты толщ кремнеобломочных пород, кремнистых алевролитов и силицитов. Олигомиктовый серпентинитовый меланж (рис. 2) слагает тектонические линзы и клинья протяженностью от 1 до 7 км, их ширина в районе горы Косгомбай и фермы Сарытобе достигает 1000 м. Матрикс меланжа сложен тектонизированными до сланцев лизардитовыми, хризотиловыми, хризотил-асбестовыми гарцбургитовыми серпентинитами, в которые заключены будины дунитов, хромитов, гранатсодержащих серпентинизированных ультрамафитов, 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 и 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.* (Новикова и др., 1993), а в обн. 808 – *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Oepikodus communis* (Ethington et Clark), *Acodus (?) longibasis* (McTavish) (Степанец, 1992; Степанец и др., 1998), характерными, по данным Л.А. Курковской, для нижней и средней части дапина. Толеитовые ($Al_2O_3 < 17.0$ мас. %), базальты обеднены K_2O (0.10–0.42 мас. %), обогашены Na_2O (<5.54 мас. %), TiO_2 (1.11–1.55 мас. %), $FeO_{общ}$ (<11.91 мас. %), Nb (5–6.6 ppm), Y (<37 ppm) и характеризуются широкими вариациями содержания когерентных элементов (Cr = 32–170 ppm, Ni = 2–54 ppm), что типично для базальтов задуговых спрединговых бассейнов (Геология..., 1987). Близкие по петрогеохимическому составу пиллоу-базальты обнажаются также в сложно-дислоцированных покровах у северных отрогов горы Толпак (рис. 1, 3). Здесь они сначала включались в толпакскую свиту венда (Антонюк, 1971), а позже в базальт-туфогенно-кремнистую толщу раннего и среднего ордовика (Степанец, 1990).

У восточного склона гор Агырек структурно выше толщи толеитовых базальтов обнажается мощный покров кремнеобломочных пород, силицитов, реже кремнистых алевролитов. В трех точках наблюдения (обн. 348–350) обнаружены только конодонты флоского яруса нижнего ордовика: *Paracordylodus gracilis* Lindström, *Tropodus sweeti* (Serpagli), *Periodon sp.*

КОРРЕЛЯЦИЯ АЛЛОХТОНОВ И ОЛИСТОСТРОМ

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 (Пейве, 1969). Этой классической схеме придерживались и наши предшественники (Антонюк, 1971; Двойченко, Абаимова, 1986; Новикова и др., 1993), распространяя ее на всю территорию выходов офиолитов Центрального Казахстана и принимая априори все базальты как океанические (Антонюк, 1971). Так, Р.М. Антонюком (Антонюк, 1971) описана последовательность – внизу базальты майкаинской свиты, вверху силициты косгомбайской свиты, а М.З. Новикова и ее коллеги (Новикова и др., 1993) объединяли их в косгомбайскую серию.

Как свидетельствует литологический и палеонтологический анализ кремнистых и кремнисто-вулканогенных толщ изученного района (Степанец и др., 1998), эта последовательность нарушена в структурах аллохтонов гор Агырек.

Первым и бесспорным примером тому 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 флосского яруса, в аналогичных отложениях района фермы Сарытобе (рис. 2) не исключает, что нижняя граница щелочнобазальт-туфогенно-кремнистой толщи может опуститься до тремадока включительно (рис. 4).

Классическая последовательность базальты—силициты не находит подтверждения при корреляции возраста косгомбайских силицитов и 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 прослой с конодонтами *O. evae* и более древние (Степанец и др., 1998), синхронны низам косгомбайских силицитов, а не подстилают их (рис. 4).

Схема: внизу базальты, а сверху кремнисто-терригенные отложения — вполне приемлема, по видимому, для разрезов северных отрогов гор Толпак. Здесь толеитовые базальты, отвечающие по составу вулканитам задуговых спрединговых бассейнов (Степанец, 1992) и являющиеся аналогами толеитовых базальтов восточного склона Агырекских гряд, надстраиваются кремнисто-терригенными отложениями дарривилского яруса (средний ордовик) с горизонтами внутрiformационных конглобрекций (Степанец, 1990).

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 (рис. 4). В урочище Одак (рис. 1, 2) в глыбе кремней обнаружены позднекембрийские конодонты *Phakelodus tenuis* (Müller), *Prooneotodus gallatini* (Müller), *P. rotundatus* (Druce et Jonas), *Eoconodontus* (*E.*) *notchpeakensis* (Müller) (неопубликованные данные Л.А. Курковской), а в районе урочища Сергили (рис. 1, 1) в пестроокрашенных силицитах определены позднедарривилские конодонты зоны *P. sega* (Степанец, 2008б). В юго-западной гряде гор Агырек М.З. Новикова (Новикова и др., 1993) предполагает несогласное налегание песчаников еркебидаикского облика с конгломератами в основании на силициты, содержащие конодон-

ты среднего и позднего дапина (рис. 2, обн. 1035), однако фаунистически эта граница осталась неизученной. Нижняя граница еркебидаикской свиты в пределах Шакшанской зоны (рис. 1) проводится по основанию катия (Tolmacheva et al., 2009), и поднимать верхнюю границу возраста косгомбайских силицитов до сандбийского яруса в данном регионе, как предлагают (Якубчук и др., 1989), 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 (Объяснительная..., 1981). Однако это предположение требует дополнительного картирования и детальных послойных сборов конодонтов в кремнистых породах, обнажающихся в юго-западных грядах гор Агырек.

Однозначно определить полный стратиграфический объем косгомбайских силицитов не представляется возможным, прежде всего, потому, что не установлены их нижняя и верхняя стратиграфические границы. Учитывая палеонтологические данные, возраст косгомбайских силицитов, образующих тектонические покровы, тяготеющие к восточному борту Шакшанской зоны, с определенной долей условности можно принять как поздний кембрий—средний ордовик, дарривилский ярус. Позднекембрийский возраст основания разреза косгомбайских силицитов остается довольно сомнительным, поскольку не удалось обнаружить тремадокские конодонты в разрезе косгомбайских силицитов. Подобные комплексы конодонтов определены в непрерывном разрезе силицитов бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья (Роров, Tolmacheva, 1995), а также в силицитах найманжальской свиты (Ергалиев и др., 1998) Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы Центрального Казахстана (рис. 1).

Мощность косгомбайских силицитов значительно меньше, чем указывают (Объяснительная..., 1981; Новикова и др., 1993), и, вероятно, не превышает 20 м в стратиграфическом отрезке от подошвы слоев с *Paracordylodus gracilis* до кровли слоев с *Periodon flabellum*. Соизмеримые мощности силицитов известны для найманжальской свиты горы Токсамбай (рис. 1, 12) Ерментау-Найманжальской аккреционной призмы (Гридина, 2003), для бурубайтальской свиты Западного Прибалхашья (Роров, Tolmacheva, 1995) и для силицитов горы Адильбек (рис. 1, 4) Богембай-Ангренсорской офиолитовой сутуры (Степанец, 1992).

Несмотря на четко выраженное структурирование аллохтонных комплексов агырекской олистохромы (рис. 3), остается неясным, какие типы базальтов и осадочных пород в структуре сер-

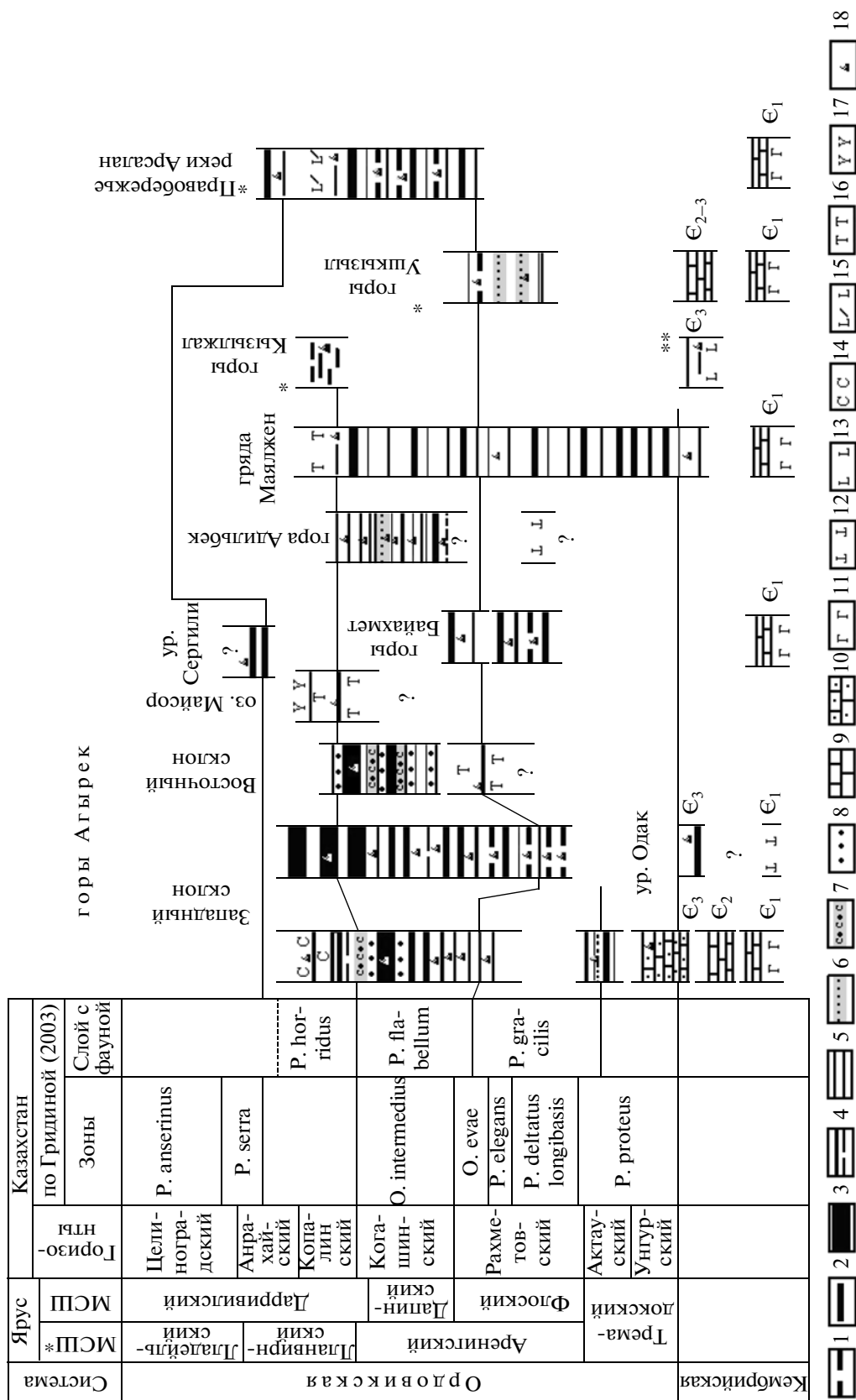


Рис. 4. Схема сопоставления аллохтонных комплексов Агырек-Арсанской аккреционной призм. 1–6 – литологическая характеристика силицитов: 1 – фарфоровидные кремни, 2 – преимущественно красные кремни, 3 – массивные красноватые радиоляриты, 4 – чередование зеленых и красных радиоляритов, 5 – зеленые кремни, 6 – светло-серые полосчатые мусорные яшмы; 7 – туфопесчаники и туфоалевролиты; 8 – переслаивание песчаников и алевролитов с прослоями силицитов; 9 – известняки; 10 – известковистые песчаники и алевролиты; 11–17 – вулканиты: 11 – балкыбекские ОИВ, 12 – балааркальские N-MORB, 13 – кызылжалские вулканиты, 14 – агырекские щелочные базальтоиды, 15 – балташкские примитивные базальты, 16 – толеитовые базальты, 17 – известково-щелочные вулканиты; 18 – кондолиты. МСШ – Международная стратиграфическая шкала 2008 г., МСШ* – по (Харленд и др., 1985). * – разрезы, построенные по данным Никитина и др. (1992), ** – разрезы, построенные по данным Дегтярева (1999). Черными линиями показаны границы слоев с фауной.

пентинитовых меланжей ранее составляли единые офиолитовые ассоциации. Нет четкого 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 разрезов.

В этой связи интересно заметить, что в подошве аллохтонов косгомбайских силицитов, которые вскрываются в составе аккреционных призм восточного борта Шакшанской зоны и разрезы которых сопоставляются с фациями задугового бассейна (Степанец, 1992), как правило, обнажаются блоки нижнекембрийских базальтов балкыбекской формации (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 Агырек-Арсаланской аккреционной призмы отражают состав вендско-раннекембрийского 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 позднем кембрии на вершинах воздымающихся островов формировались водорослевые и водорослево-археоциатовые биогермы. В среднекембрийское—среднеордовикское время на вендско-раннекембрийской океанической коре, а возможно, фрагментарно и на континентальной коре формировались осадочно-вулканогенные комплексы Шакшанского и Отызбес-Арсаланского задуговых спрединговых бассейнов. Фрагменты разрезов преддугового бассейна (Азербайев, 2009) сохранились в пределах Аркалыкской зоны и узкой полосой обнажаются вдоль юго-восточной ветви Кендыкты-Шынгызской зоны (рис. 1).

Формационными аналогами фрагментов разрезов тектонических покровов агырекской олистостромы являются аллохтоны ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных отложений гор Отызбес (рис. 1, 7, рис. 3). Здесь, как и в горах Агырек, тектонические покровы запечатаны верхнекатийской (отызбесской) олистостромой, возраст которой на-

дежно установлен по брахиоподам чокпарского горизонта позднего катия (Никитин и др., 1995). Олистостромы гор Отызбес постепенно надстраиваются осадочной толщей, содержащей раннеландоверийские граптолиты (Бандалетов, 1969).

Ранее эти отложения сопоставлялись с разрезами кувской свиты (Никитин и др., 1995) левобережья р. Балатундык (рис. 1, 10). Последние являются составной частью Баянаул-Акштатауской зоны (Антонюк и др., 1995), где флишоидные отложения накапливались на протяжении позднего ордовика и раннего силура. Учитывая катийское время формирования олистостромы гор Отызбес, тектонические покровы ранне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-туфогенно-терригенных толщ целесообразно отнести к структурам Агырек-Арсаланской аккреционной призмы (рис. 1, 7). Этому выводу не противоречит и присутствие в горах Отызбес блоков позднекембрийских—раннеордовикских алевролитов и песчаников (Никитин и др., 1995), аналогичные отложения встречаются и в горах Агырек (рис. 4.). В пределах Баянаул-Акштатауской зоны выделяется диабаз-спилитовый караулчекинский комплекс, залегающий в основании нижне-верхнеордовикской вулканогенно-туфогенно-кремнистой акозекской свиты, являющейся возрастным и формационным аналогом кувской свиты левобережья р. Балатундык (рис. 3). Их отложения сопоставляются с фациями преддугового бассейна (Степанец, 1992). Этому не противоречит и наличие в фундаменте паравтохтона урочища Караулчеку расслоенных мафит-ультрамафитов, верлиты и лерцолиты которых содержат высокотитанистые и высокожелезистые хромшпинелиды (Степанец, 2007), характерные для перидотитов преддуговых бассейнов (Azer, Stern, 2007).

Аналогами агырекской олистостромы являются и тектонические покровы, обнажающиеся в междуречье Самсы—Баканас—Арсалан (рис. 1, 8) в Юго-Западном Предшынгызье (Никитин и др., 1992; Никитин, 2002). Здесь широко распространены блоки средне- и верхнекембрийских известняков, покровы нижнекембрийских балкыбекских базальтов (Жаутиков, 1976; Хераскова, 1986; Стецюра, 2006), фрагменты которых известны в составе полимиктового меланжа и агырекской фронтальной олистостромы. В междуречье Самсы—Баканас—Арсалан наиболее широко распространены олистоплаки пестроцветных ушкызыльских силицитов и высокожелезистых балгашокинских базальтов раннего и среднего ордовика (Никитин и др., 1992).

Если петрологическая корреляция раннекембрийских базальтов карбонатно-базальтовой балкыбекской формации этих двух районов не вызывает сомнения, то аналоги балгашокинских

базальтов в пределах восточного борта Шакшанской зоны неизвестны. 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).

На основе анализа конодонтов в кремнистых непрерывных разрезах нижнего и среднего ордовика (флоский–дарривилский ярусы) Н.М. Гридиной (Степанец и др., 1998) выделены три последовательно сменяющих друг друга комплекса, отвечающих слоям 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 (Международный..., 1978). Ниже приведем характеристику выделенных слоев с фауной и сопоставление их с конодонтовой шкалой Балтоскандии (Дубинина, 1990; Löfgren, 1977) и Международной стратиграфической шкалой ордовика (Bergström et al., 2008).

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*, последовательно включающие зоны *Prioniodus elegans* и *Oepikodus evae*, сопоставляются с верхами латорпского горизонта Балтоскандии и соответствуют верхам рахметовского горизонта Казахстана, верхам флоского яруса нижнего ордовика 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*, *Protoprioniodus* sp., *Paracordylodus* sp., *Drepanodus* sp., *Oistodus* sp. Слои с *Periodon flabellum* сопоставляются с волховским горизонтом и низами кундаского горизонта 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 описанный Е. Serpagli (Serpagli, 1974) 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: в основном это элементы *P. flabellum*, очень редко обнаруживаются остальные виды.

3. Слои с *Paroistodus horridus*: *Paroistodus horridus*, *Periodon flabellum*, несколько выше появляются *Periodon aculeatus*, *Histiiodella* cf. *holodentata*, *Paroistodus* sp. Слои с *Paroistodus horridus* сопоставляются с верхами кундаского горизонта и азербайджанским горизонтом Балтоскандии (соответственно с зонами-подзонами *Microzarkodina ozarkodella* и *Eoplacognathus suecicus*) и соответствуют копалинскому горизонту и низам анрахайского горизонта, низам дарривилского яруса среднего ордовика (МСШ, рис. 4). *Paroistodus horridus* широко распространен в Центральном Казахстане в кремнистых толщах, кроме того, он описан в известняках узунбулакской свиты (Жилкайдаров, 1991), низы которой являются стратотипом копалинского горизонта.

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

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 раннепалеозойских бассейнов Центрального Казахстана.

Меланжированные перидотиты и тектонически совмещенные с ними нижнекембрийские базальты, нижнеордовикские базальт-туффиновые, ниже-среднеордовикские щелочнобазальт-туфогенно-кремнистые и кремнистые толщи, “запечатанные” катийской олистостромой, не принадлежали ранее единой раннепалеозойской 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 хромитов, габброидов, амфиболитов, диабазов, бонинитов, базальтов, реже диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов указы-

вает на то, что в процессе транспортировки была разрушена энсиматическая островная дуга.

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

Следует продолжить поиск слабо тектонически нарушенных блоков кремнистых пород, в пределах которых можно будет провести послонные сборы конодонтов с целью обнаружения кембрийских и тремадокских уровней как в косгомабайских силицитах, так и в кремнисто-терригенных отложениях в районе Агырекских гряд. Учитывая крайне высокие концентрации циркония в щелочных базальтоидах Агырекских гряд, следует отобрать пробу на предмет обнаружения циркона, продолжить поиск конодонтов в яшмах, прослаивающих эти вулканиты.

В пределах Агырек-Арсаланской аккреционной призмы следует более детально изучить геохимический состав нижнекембрийских базальтов, чтобы установить, являются ли они производными обогащенной (U + Th/Pb) мантии или отвечают составам ЕМІ или ЕМІІ. Эти данные позволят разрешить многолетний спор о том, являлись ли структуры Центрального Казахстана в раннем кембрии составной частью Палеоазиатского океана (Антонюк, 1977) или формировались в пределах малых океанических бассейнов (Сеитов, 1988), образовавшихся в процессе рифтогенеза континентальной коры.

Благодарности. Авторы благодарят палеонтологов О.И. Никитину (Алматы, Казахстан), Т.Ю. Толмачеву (Санкт-Петербург, Россия) и Л.Е. Попову (Кардифф, Англия) за корректуру списков фауны и полезные комментарии и рекомендации. Особую признательность авторы выражают рецензентам А.С. Алексееву и А.В. Рязанцеву (Москва, Россия) за конструктивные комментарии к статье.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авдеев А.В. Геология офиолитовых зон Казахстана. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1986. 32 с.

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. Т. V. Москва: ГЕОС, 2009. С. 200–204.

Антонюк Р.М. Вулканогенно-кремнистые формации Центрального Казахстана // Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 152–160.

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.

Антонюк Р.М., Евсеенко Р.Д., Степанец В.Г. и др. Геодинамическая карта Казахстана. Серия Центрально-Казахстанская. Масштаб 1: 1500000. Караганда: Фонды МТД “Центрказнедра”, 1995. 251 с.

Бандалетов С.М. Силур Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1969. 155 с.

Беспалов В.Ф. Система тектонических покровов Казахстана // Геотектоника. 1980. № 2. С. 78–94.

Геология окраинных бассейнов. М.: Мир, 1987. 464 с.

Гридина Н.М. Конодонты в кремнистых отложениях северо-востока Центрального Казахстана // Геонауки в Казахстане. МГК-32. Доклады Казахстанских геологов. 2003. С. 135–140.

Двойченко Н.К., Абаимова Г.П. Конодонты и биостратиграфия вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя Ц. Казахстана. Новосибирск: Наука, 1986. С. 160–177 (Тр. Института геологии и геофизики).

Дегтярев К.Е. Тектоническая эволюция раннепалеозойской окраины в Казахстане. М.: Наука, 1999. 119 с.

Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозойских Казахстане // Геотектоника. 2007. № 1. С. 71–96.

Дубинина С.В. Зональная стратиграфия пограничных отложений кембрия и ордовика Казахстана по конодонтам. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва, 1990. 25 с.

Ергалиев Г.Х., Мясников А.К., Никитин И.Ф. и др. Новые данные по палеозою Семипалатинского полигона // Геология Казахстана. 1998. № 4. С. 11–32.

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.

Жилкайдаров А.М. Конодонты и стратиграфия вулканогенно-кремнистых отложений ордовика Юго-Западного Предчингизья. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 1991. 18 с.

Ившин Н.К. Биостратиграфия и трилобиты нижнего кембрия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978. 107 с.

Конева С.П. Стенотекоиды и беззамковые брахиоподы нижнего и низов среднего кембрия Ц. Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 124 с.

Международный стратиграфический справочник. М.: Наука, 1978. 226 с.

Никитин И.Ф. Ордовик Казахстана. Ч. 1. Алма-Ата: Наука, 1972. 242 с.

Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. С. 512–527.

Никитин И.Ф., Жилкайдаров А.М., Фрид Н.М. Ордовикские кремнисто-базальтовые комплексы Юго-Западного Предчингизья // Известия НАН Республики Казахстан. Сер. геол. 1992. № 4. С. 57–70.

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.

- Новикова М.З., Герасимова Н.А., Курковская Л.А. и др.* Стратиграфия нижнепалеозойских вулканических толщ Майкаин-Кызылтасского офиолитового комплекса (Центральный Казахстан) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1993. Т. 68. Вып. 6. С. 47–63.
- Объяснительная записка. Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1:500 000. Серия Центрально-Казахстанская. Алма-Ата: Министерство геологии СССР, 1981. 324 с.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- 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.
- Рязанцев А.В., Румянцева Г.Ю.* Ордовикские олистостромы Оленти-Шидертинского района (северо-восток Ц. Казахстана) // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1987. Т. 62. Вып. 4. С. 42–52.
- Сеитов Н.С.* Тектоника плит и офиолитовые зоны Казахстана (принципы умеренного мобилизма). Алма-Ата: Гылым, 1988. 112 с.
- Степанец В.Г.* Два типа офиолитовых ассоциаций северо-востока Центрального Казахстана // Петрология и минералогия Казахстана. Тезисы докладов VI Казахского петрографического совещания. Алма-Ата: Наука, 1988. С. 78–81.
- Степанец В.Г.* Проблема офиолитовых террейнов Казахстана (на примере гор Толпак) // Офиолиты Казахстана. Караганда: УТ “Офсет”. 1990. С. 50–65.
- Степанец В.Г.* Петрология и геологическая позиция офиолитов Северо-Востока Ц. Казахстана. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1992. 325 с.
- 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. 1. Миасс: Институт минералогии УрО РАН, 2007. С. 60–67.
- Степанец В.Г.* Тектоника, геохимия и генезис лланвирнских суперплюмов офиолитов Казахстана // Известия НАН Республики Казахстан. Сер. геол. 2008а. № 6. С. 30–38.
- Степанец В.Г.* Офиолиты северо-востока Центрального Казахстана. Нордерштедт: БОД, 2008б. 172 с.
- 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.
- Стецюра М.М.* Петрохимические критерии петрогенеза базальтов Акшатауской структурно-формационной зоны // Известия НАН Республики Казахстан. Сер. геол. 2006. № 2. С. 15–21.
- Харленд У.Б., Кокс А.В., Ллевеллин П.Г. и др.* Шкала геологического времени. М.: Мир, 1985. 140 с.
- Хераскова Т.Н.* Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Якубчук А.А., Степанец В.Г., Новикова М.З. и др.* О выявлении осевой палео-спрединговой зоны в ордовикских офиолитах Центрального Казахстана // Докл. АН СССР. 1989. Т. 307. № 5. С. 1198–1201.
- Azer M.K., Stern R.J.* Neoproterozoic (835–720 Ma) serpentinites in the Eastern Desert, Egypt: fragments of forearc mantle // J. Geol. 2007. V. 115. P. 457–472.
- 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 ¹³C chemostratigraphy // Lethaia. 2008. № 10. P. 1–11.
- Löfgren A.* Arenigian and Llanvirnian conodonts from Jamtland, northern Sweden // Fossils and Strata. 1977. № 13. P. 129.
- 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, USA, 1995. P. 121–124.
- Serpagli E.* Lower Ordovician conodonts from Precordilleran Argentina (Province of San Juan) // Bull. Soc. Paleontol. Ital. 1974. V. 13. № 1-2. P. 17–98.
- Sato H., MacHida S., Kanayama S. et al.* Geochemical and isotopic characteristics of the Kinan Seamount Chain in the Shikoku Basin // Geochem. J. 2002. V. 36. P. 519–526.
- Tatsumi Y., Shinjoe H., Ishizuka H. et al.* Geochemical evidence for a mid-Cretaceous superplume // Geology. 1998. V. 26. № 2. P. 151–154.
- Tolmacheva T.Yu., Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Nikitina O.I.* Conodonts from the Upper Ordovician siliceous rocks of Central Kazakhstan // Paleontol. J. 2009. V. 43. № 11. P. 1–15.

Рецензенты А.В. Рязанцев, А.С. Алексеев