

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В.В. Коробкин, А.В. Смирнов*

Казахстанско-Британский технический университет, 480091, Алма-Ата, ул. Толи би, 59, Казахстан

** Институт природных ресурсов, 480012, Алма-Ата, ул. Богембай Батыра, 168, Казахстан*

На основе обобщения и корреляции структурных, палеогеографических, палеонтологических и геохронологических данных изложены представления о сложной многоэтапной кембрийско-среднеордовикской эволюции островодужной системы Северного Казахстана. Показано, что в раннеордовикское время происходили перестройка Селетинской и начало развития ордовикской Степнякской островных дуг. Перестройка тесно связана с коллизией Кокчетавского микроконтинента с островной дугой, что привело к формированию покровно-надвиговой структуры, эксгумации пород высоких и сверхвысоких давлений и перескоку зоны субдукции с заложением новой островной дуги.

Островная дуга, микроконтинент, аккреция, коллизия, надвиги, олистостромы, шовные зоны, тектонические покровы.

PALEOZOIC TECTONICS AND GEODYNAMICS OF VOLCANIC ARCS IN NORTHERN KAZAKHSTAN

V.V. Korobkin and A.V. Smirnov

Based on summarized and correlated structural, paleogeographical, and geochronological data, we propose new concepts of the intricate multistage Cambrian-Middle Ordovician evolution of an island-arc system in northern Kazakhstan. It is shown that in the Early Ordovician, the Selety island arc was rebuilt to give rise to the Stepnyak island arc. This rebuilding was intimately related to the collision of the Selety island arc with the Kokchetav microcontinent, which led to the formation of a nappe-thrust structure, exhumation of high- and ultrahigh-pressure rocks, and jump of subduction zone with the emergence of a new island arc.

Island arc, microcontinent, accretion, collision, thrust, olistostrome, suture zone, nappe

ВВЕДЕНИЕ

В Северном Казахстане широко развиты вулканогенно-осадочные породы кембрийского и ордовикского возраста, которые находятся в составе каледонского Кокчетав-Северотяньшаньского орогенического пояса совместно с докембрийскими микроконтинентами и породами сверхвысоких и высоких давлений (алмаз-коэситовые гнейсы и кристаллические сланцы, эклогиты). В последнее время доказывается [1, 2], что субдукция Кокчетавского микроконтинента в венде — кембрии, а также последующая коллизия со Степнякской островной дугой в конечном итоге определили формирование (в раннем кембрии) и эксгумацию (в позднем кембрии—раннем ордовике) пород сверхвысоких и высоких давлений. В связи с этим важным фактором в решении вопросов формирования и эксгумации алмаз-коэситовых гнейсов и кристаллических сланцев, эклогитов и других пород стало выявление палеозойской палеотектоники Северного Казахстана и эволюции Степнякской вулканической дуги.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ТЕКТОНИКА СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА И СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ СТЕПНЯКСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

Степнякская вулканическая дуга шириной 100—150 км сложена ранне- и среднеордовикскими вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами, включая комплексы карадокского вулканического флиша преддугового прогиба (бассейна) (рис. 1, 2). Ордовикские образования налегают на кембрийские вулканогенно-осадочные породы Селетинской дуги, в том числе на докембрийские породы Шатского и Ешкеольмесского континентальных блоков, расположенных в ее фундаменте или в составе аккреционной призмы.

Степнякская вулканическая дуга опоясывает с севера и востока Кокчетавский массив, включающий в себя фрагменты одноименного микроконтинента, метаморфический комплекс пород высоких, сверхвысоких и средних давлений, а по обрамлению — офиолиты и олистостромы аккреционного клина [1, 2].

В структуре Кокчетавского массива широко проявлена тектоническая расслоенность. Тектонические пластины и чешуи разделены зонами интенсивного динамометаморфического течения с формированием гранат-слюдистых сланцев, бластомилонитов и милонитов. У окраин микроконтинента прослеживаются

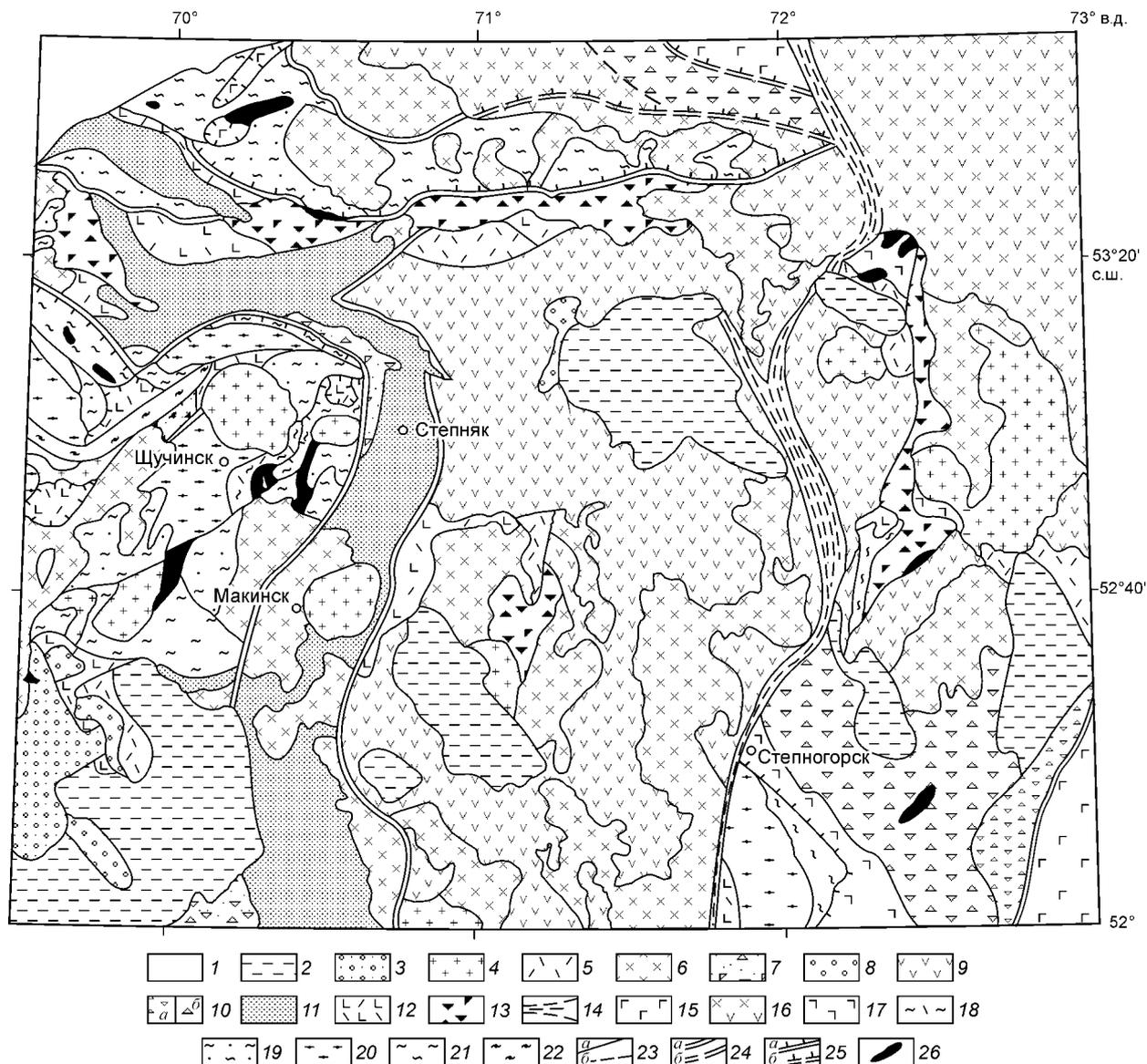


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Северного Казахстана.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — фаменско-пермские пестроцветные отложения внутриплитного бассейна; 3 — средневерхнедевонская красноцветная моласса; 4 — силуро-девонские внутриплитные лейкограниты, монцититы; 5 — силурийско-девонские риолиты и дациты тыловой зоны вулканического пояса; 6 — позднеордовикские субдукционные и коллизионные гранитоиды; 7 — коллизионная позднеаренигская олистострома; 8 — верхнеордовикская моласса; 9 — арениг-ланавирские и карадокские осадочно-вулканогенные толщи Степнякской островной дуги; 10 — карадокская олистострома (а) и аккреционный хаотический комплекс (б); 11 — раннеордовикские вулканогенно-кремнистые отложения и карадокский вулканический флиш Степнякского прогиба; 12 — арениг-ланавирские вулканы Степнякской островной дуги; 13 — арениг-ланавирская олистострома; 14 — динамосланцы шовных зон; 15, 16 — кембрийские вулканогенно-осадочные (15) и вулканогенные (16) образования Селетинской островной дуги; 17 — кембрийские офиолиты (ультрамафиты, габброиды, базальты, яшмы); 18 — позднепротерозойские вулканогенные отложения в составе Кокчетавского массива; 19 — позднепротерозойский карбонатно-кварцитосланцевый чехол Кокчетавского микроконтинента; 20 — протерозойский гнейсово-сланцевый фундамент Кокчетавского микроконтинента; 21 — динамосланцы и тектонический меланж складчато-надвиговых поясов; 22 — метаморфический комплекс пород высоких и сверхвысоких давлений; 23 — границы тектонических комплексов (а), то же, под мезозойско-кайнозойским чехлом (б); 24 — главные и граничные разломы (а), то же, под мезозойско-кайнозойским чехлом (б); 25 — надвиги и шарьяжи (а), то же, под мезозойско-кайнозойским чехлом (б); 26 — тектонические покровы офиолитов неопределенного возраста.

складчато-надвиговые зоны. Северный край микроконтинента надвинут на Степнякский преддуговой прогиб [1, 2]. В строении складчато-надвиговой зоны можно выделить три пакета тектонических покровов. Нижний пакет представлен офиолитовым и безофиолитовым меланжем, чешуями раннеордовикских олистостром, островодужных вулкаников, докембрийских карбонатно-терригенных и кварцито-

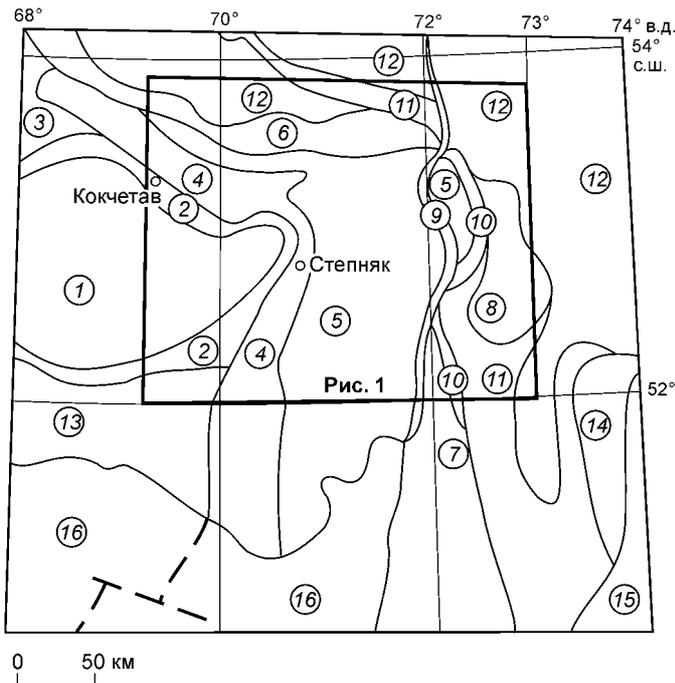


Рис. 2. Схема тектонического районирования палеозойского Северного Казахстана.

1, 2 — Кокчетавский массив: 1 — фрагменты Кокчетавского микроконтинента и комплексы пород субдукционно-коллизонной зоны, включая породы ультравысоких и высоких давлений, 2 — складчато-надвиговая зона; 3 — Ишимская кембрийская вулканическая дуга; 4, 5 — Степнякская ордовикская вулканическая дуга: 4 — преддуговой бассейн, 5 — осевая зона; 6—8 — докембрийские континентальные блоки: 6 — Шатский, 7 — Ешкеольмесский; 8 — Бестобинский террейн; 9, 10 — шовные зоны: 9 — Аксу-Байлюстинская, 10 — Чеховско-Матайская; 11 — карадокская олистострома и аккреционный хаотический комплекс; 12 — Селетинская кембрийская вулканическая дуга; 13 — Калмаккольский террейн; 14 — Акдымский террейн; 15 — кембрийская Бозшакольская вулканическая дуга; 16 — позднепалеозойская Тенизская впадина.

пакет сложен главным образом докембрийскими метаморфическими толщами чехла и фундамента террейна, испытавшими диафорез зеленосланцевой фации. Третий, верхний, пакет представляет собой зону мегамеланжа с метаморфитами высоких и сверхвысоких давлений [1—7]. Метаморфические толщи чехла и фундамента Кокчетавского микроконтинента подверглись гранитизации с образованием в позднем ордовике и раннем—среднем девоне крупных гранитных plutонов.

Шатский континентальный блок (микроконтинент) также участвует в строении покровно-чешуйчатой структуры. В ней чередуются тектонические чешуи позднепротерозойских кварцитопесчаниковых и углеродисто-карбонатных толщ чехла микроконтинента, вулканических и вулканогенно-осадочных ордовикских и венд-кембрийских островодужных пород. Общая вергентность структуры южная. Ешкеольмесский континентальный блок (микроконтинент) сложен докембрийскими гнейсово-сланцевыми толщами фундамента и карбонатно-кварцито-сланцевого чехла. На Ешкеольмесский микроконтинент надвинуты офиолиты, которые также расположены в составе тектонических покровов Чеховско-Матайской сутурной зоны. В ней офиолитовые покровы чередуются с чешуями островодужных толщ и фрагментами чехла микроконтинента.

Карадокские толщи Степнякской дуги распространены значительно шире. Они залегают на докембрийском фундаменте Шатского блока, на арениг-лланвирнских вулканитах и докарадокских аккреционных образованиях, т. е. образуют, по сути, самостоятельный структурный этаж. В этом этаже выделяются: на северо-западе и юго-востоке — комплекс пород, представляющий преддуговой бассейн и аккреционную призму; на западе — узкая зона флиша с примесью вулканического материала и подводно-оползневых структурами, представляющая задуговой бассейн; в средней части — широкая зона распространения андезитовых вулканитов и комагматичных гранитоидов, входящих в состав вулканической дуги.

Залегание вулканических толщ нарушено незначительно, углы падения слоистости, как правило, первые десятки градусов, сохранились вулканотектонические структуры и эродированные вулканические аппараты. Исключение составляют две шовные зоны, которые интенсивно деформируют структуру региона, в том числе и ордовикские образования. В строении одной из них, Чеховско-Матайской покровно-надвиговой зоне, участвуют офиолиты. Другая, более молодая Аксу-Байлюстинская зона, является типичной зоной смятия с интенсивным развитием динамометаморфических пород, крутопадающего кливажа, изоклинальной мелкой складчатости. Она представляет собой крупнейший, вероятно, левосторонний сдвиг, нарушающий структуру Чеховско-Матайской покровно-надвиговой зоны и в целом Степнякской островной дуги.

Вулканические толщи Селетинской вулканической дуги кембрийского возраста по геофизическим данным прослеживаются под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, огибая выходы Степнякской вулканической дуги с севера, от которых они отделены неширокой, плохо обнаженной, но очень четко выраженной в геофизических полях шовной зоной.

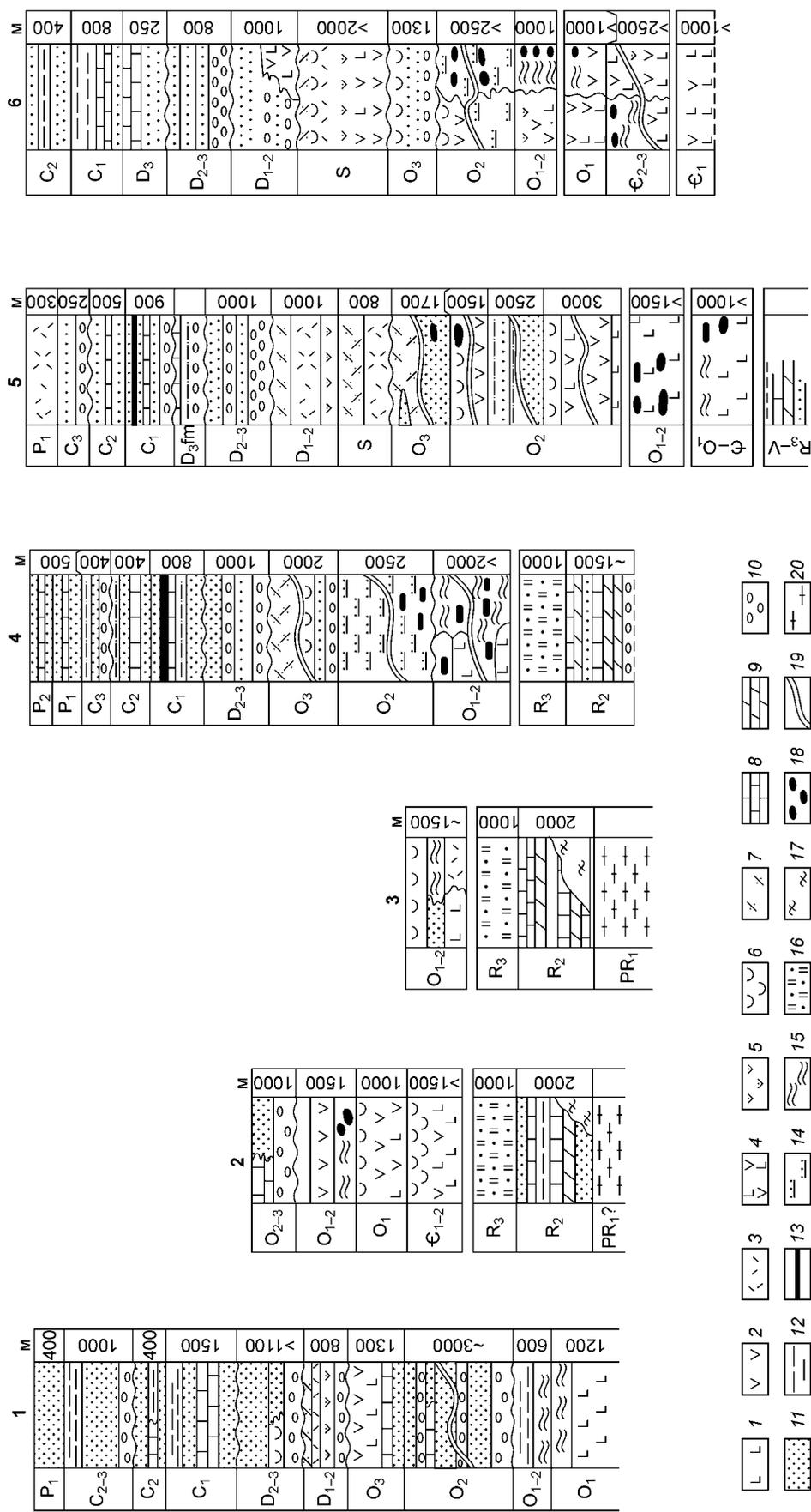


Рис. 3. Стратиграфическая корреляционная схема палеозойа Степнякской вулканической дуги и обрамляющих ее структур.

Цифра над колонкой — районы: 1 — Калмаккольский, 2 — Кочегавский, 3 — Шатский, 4 — Степнякский задуговой бассейна, 5 — Степнякская и 6 — Селетинская островные дуги. 1 — базальты, 2 — андезиты, 3 — риолиты, 4 — андезибазальты, 5 — андезидациты, 6 — туфы андезибазальтов, андезитов, 7 — туфы риолитов, 8 — известняки, 9 — доломиты, 10 — конгломераты, 11 — песчаники и алевролиты, 12 — аргиллиты и алевролиты, 13 — угли, 14 — флиш, 15 — кремни, яшмы, 16 — кварцевые песчаники, кварциты, 17 — порфириты, порфиритоиды, 18 — олистоостровы, 19 — согласное наложение, 20 — кристаллический фундамент.

Ордовикские толщи перекрыты со структурным несогласием вулканическими толщами силура — среднего девона тыловой зоны девонского вулканического пояса, а те, в свою очередь, — девонско-каменноугольными чехольными, отчасти рифтогенными толщами (рис. 3).

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

Раннепротерозойский гранитогнейсовый комплекс фундамента Кокчетавского микроконтинента совместно с породами высоких и сверхвысоких давлений (кумдыкольская свита), высокоглиноземистых биотит-гранат-кианитовых (\pm силлиманит) сланцев (берлыкская свита) включены в состав комплекса метаморфических пород зерендинской серии. В нее включались также разнообразные по составу слюдистые кристаллические сланцы, которые выделялись в составе жолдыбайской свиты [8]. В более поздних работах [9] отмечалось, что широко развитые в районе гранат-слюдистые и слюдистые сланцы являются диафоритами по докембрийским гранитогнейсам и высокоглиноземистым гнейсам кумдыкольской и берлыкской свит. В работах [1, 2] показано, что они имеют позднекембрийский—раннеордовикский возраст. Возраст протолита фундамента микроконтинента оценивается в 2—2,2 млрд лет [5].

Позднепротерозойский карбонатно-кварцитосланцевый чехол микроконтинента. Авторы работ [9, 10] выделяют две толщи: черносланцево-карбонатную шарыкскую и кварцевую кокчетавскую свиты. Все кварцевые толщи О.М. Розен [8] относит к единой кокчетавской свите. В центральной части Кокчетавского массива, в районе горы Илекты, находится стратотип кокчетавской свиты. Возраст кварцитосланцевой толщи по циркону, обнаруженному в обломочном субстрате, был определен моложе чем 0,8 млрд лет.

К образованиям чехла микроконтинента принадлежат углеродсодержащие карбонатные и слюдисто-кварцевые сланцы. Эти породы картируются в виде отдельных выходов слюдистых кварцитов и углеродисто-кварц-слюдистых сланцев, состоящих из кварца (30—40 %), слюды (20—50 %), хлорита (5—15 %), углеродистого вещества (5 %). Среди аксессуарных минералов присутствуют лейкоксен, пирит, турмалин, циркон. В зависимости от вещественного состава пород выделяются кварц-серицитовые, кварц-мусковитовые, кварц-серицит-хлоритовые и другие сланцы. Слюда в сланцах распределена равномерно, реже отмечается в виде прослоев. Кварциты, кварцитосланцы имеют сланцевато-полосчатую текстуру. Наличие мусковита, серицита и хлорита в сланцах указывает на низкотемпературную субфацию зеленосланцевого метаморфизма. Первичный состав филлитовидных сланцев глинистый, а кварцитов и серицит-кварцитовых сланцев — песчаный. Мощность отложений превышает 2000 м. Во всех породах развит послойный кливаж, более интенсивный в серицитовых и слюдосодержащих разновидностях пород, а также в известняках, особенно в углеродистых разновидностях. В кварцитах кливаж грубый, поверхности его волнистые, что связано с наложенными деформациями. В силикатных и карбонатных сланцах, как правило, выражены плейчатость и кинкбанды. Тонкие кварцевые прослои будинированы. При наложении секущего кливажа в зонах деформаций шовного типа, как правило, возникает интерференционная (пересекающаяся) складчатость сложной морфологии. В связи с интенсивным развитием послойного кливажа широко распространены послойные срывы, перерастающие в надвиги и шарьяжи. Столь же характерны изоклиналиные лежащие, мелкие складки.

Позднепротерозойские вулканогенные образования представлены бластомилонитами и порфироидами по лавам и туфам липаритов, содержащими в верхней части разреза прослой и линзы бластопсаммитовых серицит-хлорит-полевошпатовых сланцев по аркозовым песчаникам, углеродисто-карбонатных сланцев, доломитов (кууспекская свита). Перечисленные образования развиты в поле пород Кокчетавского микроконтинента, их возраст дается условно.

Раннекембрийские офиолиты, включающие ультрамафиты, мафиты, базальты, их туфы, яшмоиды, распространены в сутурных зонах — по обрамлению Кокчетавской, Азатской и Чеховско-Матайской [11]. Офиолиты представляют собой типичный меланж, где в сланцевом и отчасти серпентинитовом матриксе находятся тектонические блоки диабазов, габброидов, более ограниченно ультрамафитов и яшм. На отдельных участках в зонах надвигов породы интенсивно кливажированы и преобразованы в динамосланцы и амфиболиты с развитием эпидота, хлорита, пренита.

Вулканический комплекс в составе офиолитовой ассоциации был включен в состав бошекульской (В.М. Шульга, Л.В. Булыго) и сазинской свит (И.В. Орлов, В.Ф. Беспалов) нижнего кембрия. Фаунистически породы этого комплекса изучены недостаточно из-за крайне плохой обнаженности.

Наиболее полно раннекембрийский офиолитовый комплекс распространен в Чеховско-Матайской зоне, где сложен массивными и слабо серпентинизированными ультрамафитами. Отмечаются также выходы диабазов и габбро, которые вместе с ультрамафитами принадлежат, по-видимому, к третьему слою океанической коры. Все эти породы деформированы слабо, текстуры их преимущественно массивные, контакты не обнажены. Совместное нахождение и слабая деформированность пород дают основание считать их членами единой офиолитовой ассоциации. Базальты и серпентинизированные гипербазиты, вероятно, принадлежащие этому комплексу, встречаются также в разрозненных выходах и керне

картировочных скважин к югу по простиранию от обнажений Чеховско-Матайской зоны. Прямые определения возраста офиолитового комплекса отсутствуют.

Кембрийские вулканические отложения Селетинской островной дуги включены в состав вулканогенной киикбайской, туфоосадочной керимбайской и эффузивно-туфовой шиилинской свит. С учетом стратиграфического положения, в том числе в основании ордовикских образований Степнякской островной дуги, возраст Селетинской дуги принят как кембрийский. Мощности вулканических образований достигает 1000 м.

Раннеордовикская (раннеаренигская) олистострома выделена в составе хаотического комплекса аккреционной призмы по обрамлению Кокчетавского массива в складчато-надвиговой зоне (см. рис. 1). Она широко развита в покровно-надвиговой структуре от г. Кокчетав на юго-восток до района озер Бол. и Мал. Чебачье [1—3], а также в осевой части Чеховско-Матайской зоны. По обрамлению Кокчетавского массива в складчато-надвиговой зоне олистолиты и олистоплаки сложены породами Кокчетавского микроконтинента (гранитогнейсами, кварцитами, кварцитопесчаниками, графитсодержащими карбонатами), а также гранат-слюдистыми и слюдистыми сланцами и амфиболитами. Матрикс имеет гравелит-песчаниково-алевролитовый состав. В Чеховско-Матайской зоне олистострома залегает в тектоническом покрове, который несогласно перекрывается карадокским островодужным комплексом. Выходы олистостромы имеются в непосредственной близости к оз. Мамай. У западного берега озера изучены обнажения толщ горных пород, образованных в разных палеогеографической и геодинамической обстановках (гематитокремнистые сланцы, возникшие в результате динамометаморфизма яшм, метаморфические кварциты, зеленые сланцы по вулканитам основного состава залегают в сланцевом матриксе по терригенным породам). Все породы интенсивно кливажированы и метаморфизованы в зеленосланцевой фации. Степень деформированности пород достигает уровня динамосланцев.

Раннеордовикские вулканогенно-кремнистые отложения Степнякского прогиба представлены никольско-бурлукской серией, выделенной Е.Д. Шлыгиным [9]. В нижней части разреза серия сложена базальтами, андезибазальтами, спилитами, диабазами, реже липаритами и туфами с прослоями кремнистых алевролитов. Верхняя ее часть состоит из яшм, яшмокварцитов, песчаников, конгломератов, кремнистых алевролитов. Аренигские конодонты обнаружены в верхней части разреза свиты [12].

Аналогом никольско-бурлукской серии на юге региона является гаршинская серия, выделенная О.В. Минервиным и др. [13]. Она прослеживается в широтной полосе вдоль северного борта Владемирской мульды, вплоть до р. Арчалы. Гаршинская серия подразделяется на две свиты: нижнюю — кремнисто-вулканогенную жамбаракскую и верхнюю — кремнистую симоновскую. Жамбаракская свита сложена базальтами, их туфами, содержит горизонты туффитов, яшм, кремнистых алевролитов. Симоновская свита состоит из яшм, микрокварцитов, глинисто-кремнистых сланцев с прослоями кремней. В этих отложениях Д.Т. Цаем и др. [12] обнаружены тремадокские конодонты.

Раннеордовикская (среднеаренигская) синтетектоническая олистострома выделена в районе пос. Жанаталап [1, 2, 7]. Она слагает верхние части вулканогенно-кремнистых отложений Степнякского прогиба и представлена линзами, в которых залегают переслаивающиеся песчаники, алевролиты и кремнистые алевролиты. В составе олистостромовой толщи присутствует обломочный материал из двух источников. Первая группа (резко преобладает) представлена породами, слагающими покровно-чешуйчатую структуру Кокчетавского массива: гнейсами, кварцитосланцами и габбро-амфиболитами. Вторую группу, имеющую подчиненное значение и приуроченную к основанию олистостромовой толщи, составляют хорошо окатанные обломки размерами до 10—15 см магматических и осадочных пород, вероятно, Степнякской островной дуги.

Среднеордовикский (карадокский) вулканический флиш Степнякского прогиба сложен ритмично переслаивающимися алевролитами, песчаниками и туффитами степнякской свиты (см. рис. 3). Отложения этой свиты связаны постепенными фаціальными переходами с сагской свитой вулканического комплекса Степнякской островной дуги севернее и восточнее пос. Степняк. В разрезе степнякской свиты преобладают кремнистые алевролиты и туффиты, тогда как песчаники распространены значительно меньше. По специфике данные отложения относятся к дистальному флишу. Здесь широко распространены текстуры типа градационных потоков, сложенных неотсортированными обломочными осадками. В этих осадках находятся многочисленные угловатые по форме обломки кремней и туффитов, находящиеся в алевролитовом матриксе. Широко также развиты подводно-оползневые текстуры, такие как дисгармоничные бескливажные складки и олистостромовые линзы и горизонты. Ориентировочно мощность отложений превышает 2000 м.

Арениг-лланвирнские вулканические отложения Степнякской островной дуги (жанасуйская свита). Наиболее характерный разрез жанасуйской свиты, выделенной Р.А. Копятевичем [14], находится в районе среднего течения р. Жанасу. Состав свиты вулканическо-кремнисто-терригенный, представленный переслаивающимися риолитами, яшмами, фтанитами, кремнистыми алевролитами, аргиллитами. Среди кремней встречаются прослой базальтов (спилитов, диабазов) мощностью до 20 м. Яшмокварциты состоят из кварца, халцедона, гематита и содержат остатки радиолярий. Возраст свиты установлен на основании

находок радиолярий и граптолитов в районе оз. Матсор [15]. В 1991 г. в кремнистой части свиты, в частности в правобережье р. Карашат, в щебенке кремней были обнаружены аренигские конодонты [12, 16]. Мощность отложений жанасуйской свиты превышает 800 м, залегают они в тектонических пластинах, перемежающихся с вулканитами вышележащей сагской свиты.

Среднеордовикский (карадокский) вулканический комплекс широко распространен и несогласно перекрывает многие перечисленные выше геодинамические комплексы (см. рис. 3). К нему относятся сагская, лидиевская, майлысорская свиты [17]. Первая и третья из них представляют вулканический подкомплекс, вторая — вулканогенно-осадочный. Вулканиты комплекса относятся к известково-щелочной серии вулканических дуг. Вулканогенно-осадочные отложения разделяют два этапа вулканической активности и на некоторых участках замещают вулканические толщи по простираению. Они представлены вулканическими постройками центрального типа. По распространению вулканических и субвулканических фаций, кольцевому расположению разломов и магматических тел местами определяется положение главных вулканических центров. Одним из них является вулканический центр в районе оз. Сор. Здесь закартирована куполообразная антиклиналь, достигающая в поперечнике 15 км. Ее ядро сложено вулканитами сагской свиты, крылья — вулканогенно-осадочными фациями лидиевской свиты. Ядро структуры прорвано многочисленными интрузивными телами, сложенными габбро, диабазами, гранодиоритами, плагиогранитами, субщелочными гранитами. Менее четко выражены крупные вулканические центры по преобладанию в разрезах агломератовых туфов на северо-востоке в районе пос. Жаналык и северо-западе в районе пос. Айсары. Расположение таких центров предполагается южнее Аралаульского и севернее Жаманкойтасского гранитных массивов. Остальные площади распространения островодужного комплекса относятся к межвулканическим депрессиям. Толщи, как правило, деформированы в пологие складки с углами падения на крыльях первые десятки градусов и разбиты сетью хрупких разломов. Но в зонах крупнейших сдвиговых швов развиты динамометаморфические породы. Карадокский возраст пород островодужного комплекса определен по находкам фауны.

Сагская свита в зависимости от количественных соотношений лав и пирокластов подразделена на две толщи (район р. Атан, оз. Ащиколь): нижнюю — грубообломочных туфов, лав базальтового и андезибазальтового состава и верхнюю — туфопесчаников, туфоалевролитов, туфоконгломератов. Жерловые и субвулканические образования представлены небольшими телами и дайками диабазов, базальтов и андезитов. Иногда в разрезе присутствуют карбонатные и кремнистые породы.

Стратотип свиты находится в среднем течении р. Сага и представлен неполным (отсутствуют низы разреза), но типовым разрезом, в разные годы изучавшимся и достаточно фаунистически охарактеризованным [14—18]. Породы эффузивных фаций сочетаются с субвулканическими аналогами. Все эффузивные разности имеют порфиристую структуру. Минералы-вкрапленники представлены альбитизированным плагиоклазом, пироксеном, реже роговой обманкой. В неизменном виде темноцветные минералы (клинопироксен и роговая обманка) присутствуют в субвулканических базальтах. Широко развиты миндалекаменные текстуры. Субвулканические породы отличаются от соответствующих эффузивных разностей большим содержанием вкрапленников. Должной палеонтологической характеристики образования сагской свиты не имеют. Они несогласно налегают на кремнистые породы жанасуйской свиты (район пос. Тассу) и перекрываются осадочной толщей лидиевской свиты. Возраст свиты принят карадокским [17]. Мощность отложений сагской свиты достигает 1800 м.

Лидиевская свита распространена широко и согласно залегает на сагской. Верхняя граница проводится по смене терригенных осадков вулканогенными образованиями майлысорской свиты. Лидиевская свита сложена разнотекстурными зеленоцветными песчаниками, алевролитами, туфопесчаниками, туфоалевролитами с прослоями пепловых туфов риодацитового, дацитового, андезидацитового состава. Зеленоцветные песчаники и алевролиты по структуре, текстуре и составу ничем не отличаются от таковых сагской свиты, однако среди них отмечаются маломощные прослои пелитолитов, пелитоморфных известняков, вулканомиктовых конгломератов.

Опорный разрез лидиевской свиты находится в урочище Густые Борки, где по граптолитам ее возраст определен как ранний карадок [18]. Западнее оз. Атансор в основании разреза лидиевской свиты найден зональный вид граптолитов, присущий карадоку. Граптолиты находятся на многих уровнях стратиграфического разреза совместно с трилобитами и брахиоподами [18]. В Аксу-Байлюстинской шовной зоне лидиевская свита сложена осадочными породами и туфами дацитов, андезидацитов. Мощность ее отложений изменяется от 400 до 2000 м с западной части Степнякского района на восток.

Майлысорская свита широко развита в Степнякском бассейне и Бестобинском террейне (см. рис. 2). Ранее Р.А. Копяткевичем [14, 15] вулканиты майлысорской и белягашской свит были объединены в состав базальт-риолитового комплекса. Майлысорская свита повсеместно налегает на терригенные отложения лидиевской свиты и несогласно перекрывается известняками или песчаниками маятасской свиты. Майлысорская свита сложена плагиобазальтами, андезибазальтами, их туфами (от мелкообломочных до агломератовых), с прослоями туффитов, туфопесчаников, алевролитов и известняков. Здесь широко распространены жерловые, экструзивные и субвулканические фации базальтов и диабазов. Мощность

свиты достигает 2200 м, а ее возраст по фауне и стратиграфическому положению датируется как поздне-карадокский.

Позднеордовикская моласса терригенно-карбонатного состава представлена маятасской свитой ашгиллского возраста. Маятасская свита несогласно залегает на отложениях майлысорской свиты (в районе озер Коксор и Майлысор) и трансгрессивно с угловым несогласием перекрывается нижнесреднедевонскими образованиями (восточнее оз. Атансор). Маятасская свита сложена песчаниками, алевролитами, известняками и содержит богатую фауну (трилобиты, граптолиты, наутилоидеи), типичную для самых низов ашгиллского яруса [16]. Для комплекса характерны мощные горизонты известняков в составе терригенной толщи. Эти горизонты детально прослежены при разведке урановых месторождений, где они смяты в сложные складки, свидетельствующие об интенсивных складчато-разрывных деформациях толщи. В целом толща смята более интенсивно по сравнению с нижележащим вулканическим комплексом. Обращает на себя внимание также приразломное положение депрессий, заполненных карбонатно-терригенными осадками, что не могло не отразиться на степени его деформированности. Мощность свиты около 600 м.

Карадокские олистострома и аккреционный хаотический комплекс были впервые диагностированы и описаны Л.В. Булыго [9]. Олистострома обнажается в обрывах вдоль р. Селеты. Олистолиты ордовикских и кембрийских известняков, яшм, кремней, туффитов, базальтов имеют угловатую форму и в поперечнике достигают 0,5—1 м, обычно меньше. Состав матрикса преимущественно алевролитопесчаниковый. Нижняя возрастная граница олистостромы определяется по наличию в олистолитах известняков позднеордовикских табулят и водорослей.

Силурийско-девонские риолиты и дациты тыловой зоны вулканического пояса: 1. *Силур—нижний отдел девона нерасчлененные.* Субщелочной риолитодацитовый комплекс распространен в долине р. Тассу, на периферии Естаулетской и Тамсорской мульд. К нему отнесены вулканиты свит тассу и жарсорской. А.М. Курчавов [19] относит раннесреднедевонские кремнекислые вулканиты центральной части Степнякского района (тассуйская свита) к трахириодацит-трахириолитовой ассоциации тыловой зоны девонского вулканического пояса, а близкие по составу вулканиты восточной части Степнякской площади (жарсорская свита) — к риодацит-риолитовой ассоциации фронтальной зоны этого пояса. Тем самым он определяет надсубдукционную обстановку формирования данных вулканических толщ в связи с процессом поглощения океанической коры на окраине Обь-Зайсанского океана. Однако, по нашим данным, вулканиты восточной части района также имеют субщелочной состав, поэтому весь район относится к тыловой зоне девонского вулканического пояса. Эта зона по геодинамической сути находится в обстановке растяжения, поэтому такой вулканический комплекс и слагаемые им локальные структуры могут быть отнесены к тыловым рифтам вулканического пояса.

Структурное положение этого комплекса на востоке и западе территории различно. На западе, в долине р. Тассу, комплекс расположен на образованиях Степнякской вулканической дуги. Вероятна вулканотектоническая природа поднятий, однако элементы вулканической структуры на изданных геологических картах не отражены в должной мере. Они представлены лишь сложной мелкоблоковой структурой и распространением субвулканических фаций. На востоке территории комплекс слагает основания Естаулетской и Тамсорской брахисинклиналей, сложенных породами среднего девона—карбона, которые тем самым приобретают облик депрессий проседания в крупных вулканотектонических структурах. Такая природа этих структур подчеркивается кольцевыми и полукольцевыми разломами на их периферии. Вулканотектонические структуры нарушены лишь хрупкими разломами северо-западного, северо-восточного, реже широтного простирания. Разделяемые этими разломами блоки наклонены в разные стороны под углами до первых десятков градусов.

Свита тассу распространена в Степнякском районе и состоит преимущественно из вулканитов кислого состава. Она подразделяется условно на две толщи. Нижняя толща представлена игнимбритами и туфобрекчиями трахидацитового и трахиандезитового составов. Грубообломочные (агломератные) туфобрекчии слагают, по-видимому, тела жерловой фации. Выше по разрезу следуют туфолавы того же состава и игнимбриоподобные трахилипариты, трахидацитовые порфиры, красноцветные туфопесчаники. С лавами и туфами свиты тассу ассоциируют субвулканические тела трахириолитового, трахидацитового и трахиандезитового составов. Тем и другим присущи повышенная щелочность и широкое развитие процессов альбитизации. Встречаются и породы нормальной щелочности, в них вкрапленники представлены в основном плагиоклазом. В большинстве случаев в вулканитах свиты тассу содержание калия выше, чем натрия, что отличает эти вулканиты от соответствующих разностей нижнего палеозоя. Мощность свиты 1500 м.

2. *Нижний и средний отделы девона нерасчлененные.* Осадочно-вулканогенные нижнесреднедевонские образования представлены лавами и туфами риолитов, дацитов, реже андезибазальтов, трахидацитов с прослоями конгломератов, песчаников, алевролитов. Наряду с покровными образованиями развиты субвулканические фации близкого состава. Вулканогенные породы этого подразделения составляют второй субщелочной риолитодацитовый подкомплекс тыловой зоны вулканического пояса. Они

образуют основания вулканосинклиналей (Тамсорской, Селетинской, Естаулетской), сложенных породами среднего девона—карбона.

Предварительная оценка возраста кислых эффузивов свиты тассу, отобранных восточнее пос. Жаналык (по двум точкам), составляет 430 млн лет (по Rb-Sr датированию). Более надежная изохрона получена по риодацитам в обрамлении Естаулетской мульды. Возраст их определен 340 ± 17 млн лет (нижний—средний карбон). Мощность нижнесреднедевонских вулканогенных толщ не превышает 1000 м.

Средневерхнедевонская красноцветная моласса комплекса межгорных впадин внутриплитного рассеянного рифтогенеза распространена локально. В ее составе, кроме преобладающих красноцветных песчаников, алевролитов и конгломератов, имеются прослои туфов кислого состава, свидетельствующие о проявлении внутриплитного вулканизма, вероятно, рифтовой природы. Рифтогенная природа комплекса подчеркивается залеганием его в грабенообразной структуре, ограниченной с севера и юга сбросами широтного простирания. Комплекс дислоцирован сравнительно слабо, проявлены редкие хрупкие разломы сбрососдвигового типа, углы наклона слоев не превышают обычно первых десятков градусов, но в приразломных зонах они резко возрастают до субвертикальных.

Фаменско-пермские пестроцветные отложения внутриплитного бассейна распространены в брахи-синклиналях (Коксенгирсорской, Естаулетской и Тамсорской). Комплекс сложен карбонатно-терригенными отложениями мощностью до 1500 м. Отложения мелководные прибрежно-морские, красноцветные в верхней и нижней частях, пестро- и сероцветные угленосные в средней части. В нижней части характер разреза трансгрессивный, тогда как в верхней — регрессивный. Это типичные фации внутриконтинентального шельфового моря, в котором выступали острова низкой суши, разделявшие отдельные неглубокие ванны. Толщи дислоцированы в целом слабо, более сильные деформации проявлены в приразломных зонах и представлены флексурами и брахиформными складками. Красноцветная толща сложена мелко- и среднезернистыми песчаниками с горизонтами и линзами конгломератов, имеющих подчиненное значение. Они состоят главным образом из обломков пород нижележащих горизонтов — песчаников мелко- и среднезернистых. Конгломераты не образуют выдержанных горизонтов и по простиранию замещаются песчаниками. Общая мощность отложений достигает 1000 м.

ПАЛЕОГЕОДИНАМИКА ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В основе наших представлений о геодинамической истории региона лежит опыт глобальных исследований подобного рода [4, 20—26] и результаты палеогеографических реконструкций, выполненных при составлении атласа литолого-палеогеографических карт Центральной Евразии [27]. Согласно этим реконструкциям докембрийский комплекс фундамента, лежащий местами в основании Ишимской и Степнякской вулканических дуг, принадлежал, вероятно, позднерифейскому суперконтиненту Родиния. Распад этого суперконтинента в конце рифея положил начало Палеоазиатскому океану, разделившему Сибирский континент, Балтию и Палеогондвану. При этом окраина последней была раздроблена на множество микроконтинентов, дрейфовавших в направлении Сибири и Балтии. В позднем венде началась субдукция океанической коры в направлении окраины Сибири [22, 23]. При этом возникла система островных вулканических дуг, хорошо представленная в Алтае-Саянской области. Что касается вендских островодужных комплексов Северного Казахстана, то обоснование их возраста было подорвано находками палеозойских органических остатков (иманбурлукская, никольско-бурлукская серии). Однако часть относимых к никольско-бурлукской серии толщ в Шатском и Кокчетавском массивах может принадлежать венду [28]. Для подтверждения этого необходимы дополнительные детальные структурные и стратиграфические исследования. В позднем венде—кембрии субдукция океанической коры Палеоазиатского океана, включающего континентальные блоки, в направлении окраины Сибири привела к формированию островных вулканических дуг, к которой относится Селетинская дуга. Субдукция и последующая коллизия Кокчетавского микроконтинента с островной дугой привели к формированию Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны с возрастом 540—490 млн лет [1—5].

Степнякская островная дуга возникла во второй половине раннего ордовика вследствие заклинивания зоны субдукции Кокчетавским микроконтинентом, что привело к перекосу зоны субдукции в его тыловую часть и реорганизации палеосубдукционной зоны. Продолжающиеся аккреционно-коллизийные процессы вызвали надвигание Кокчетавского микроконтинента на преддуговой прогиб, выдавливанию пород сверхвысоких и высоких давлений и формированию покровно-надвиговой структуры [1—5]. В начале позднего ордовика (рис. 4, 5) изменилась направленность субдукции, которая начала действовать с северо-востока со стороны Центрально-Казахстанского океанического бассейна, изменилась полярность островных дуг. В конце позднего ордовика закрылась Центрально-Казахстанская ветвь Палеоазиатского океана. На ее месте образовалась широкая сутурная зона, в состав которой в виде отдельных ветвей входят Чеховско-Матайская и Аксу-Байлюстинская шовные зоны. Если первая утратила подвижность в позднем ордовике, то вторая продолжала активную жизнь еще очень долго. Система разломов Аксу-Байлюстин-

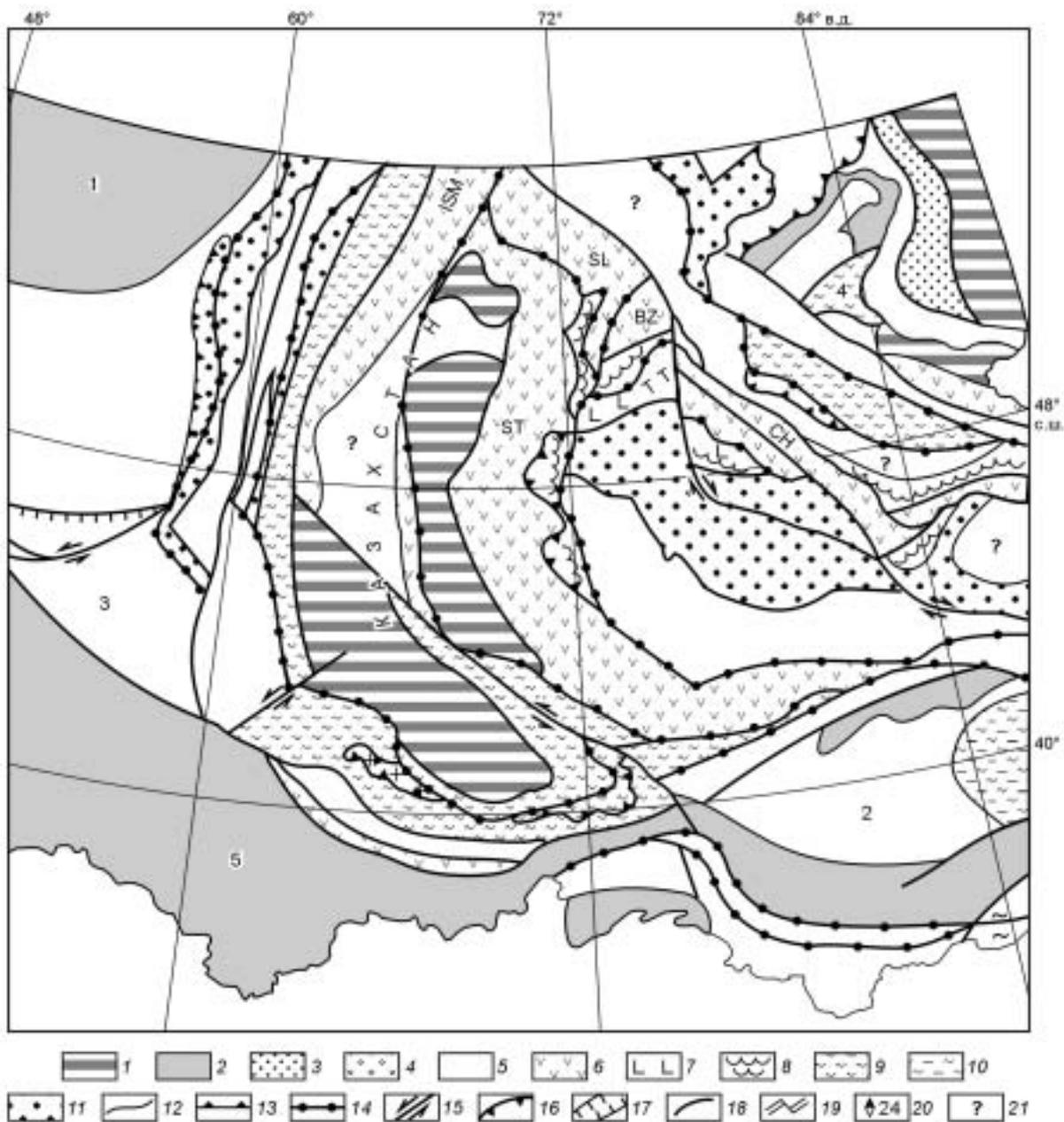


Рис. 4. Палеогеографическая схема Центральной Евразии (поздний ордовик).

Континентальные обстановки: 1 — возвышенности, 2 — низменности, 3 — флювиально-озерные, 4 — эвапоритовые бассейны. *Морские и океанические обстановки:* 5 — шельф, 6 — зрелые островные дуги, 7 — юные островные дуги, 8 — аккреционные призмы, 9 — континентальный склон, батиаль, 10 — глубоководные моря (отложения черных сланцев), 11 — абиссаль. *Тектонические и прочие обозначения:* 12 — границы фаций, 13 — зоны субдукции, 14 — сутуры, 15 — сдвиги, 16 — надвиги, 17 — грабены, 18 — неопределенные разломы, 19 — оси спрединга и трансформные разломы, 20 — палеомагнитные векторы и палеошироты, 21 — предполагаемые и дискуссионные обстановки. 1 — Восточно-Европейский континент; 2—5 — микроконтиненты, массивы и другие блоки: 2 — Тарим, 3 — Устюрт, 4 — Алтай, 5 — Центральный Каракум. Главные островные вулканические дуги: Степнякская (ST), Селетинская (SL), Бозшакольская (BZ), Ишимская (ISM), Тектурмаская (TT), Чингизская (CH).

ской зоны на севере сечет и разбивает на ряд узких блоков вулканическую толщу силура—раннего девона, формируя динамосланцы. Возникновение Аксу-Байлюстинской зоны является следствием крупномасштабных левосторонних сдвиговых движений после раннедевонского возраста.

Развитие Степнякской островодужной системы завершается образованием широкого пояса интрузий диорит-тоналит-гранодиорит-гранитового комплекса и превращением ее в окраинно-континентальный

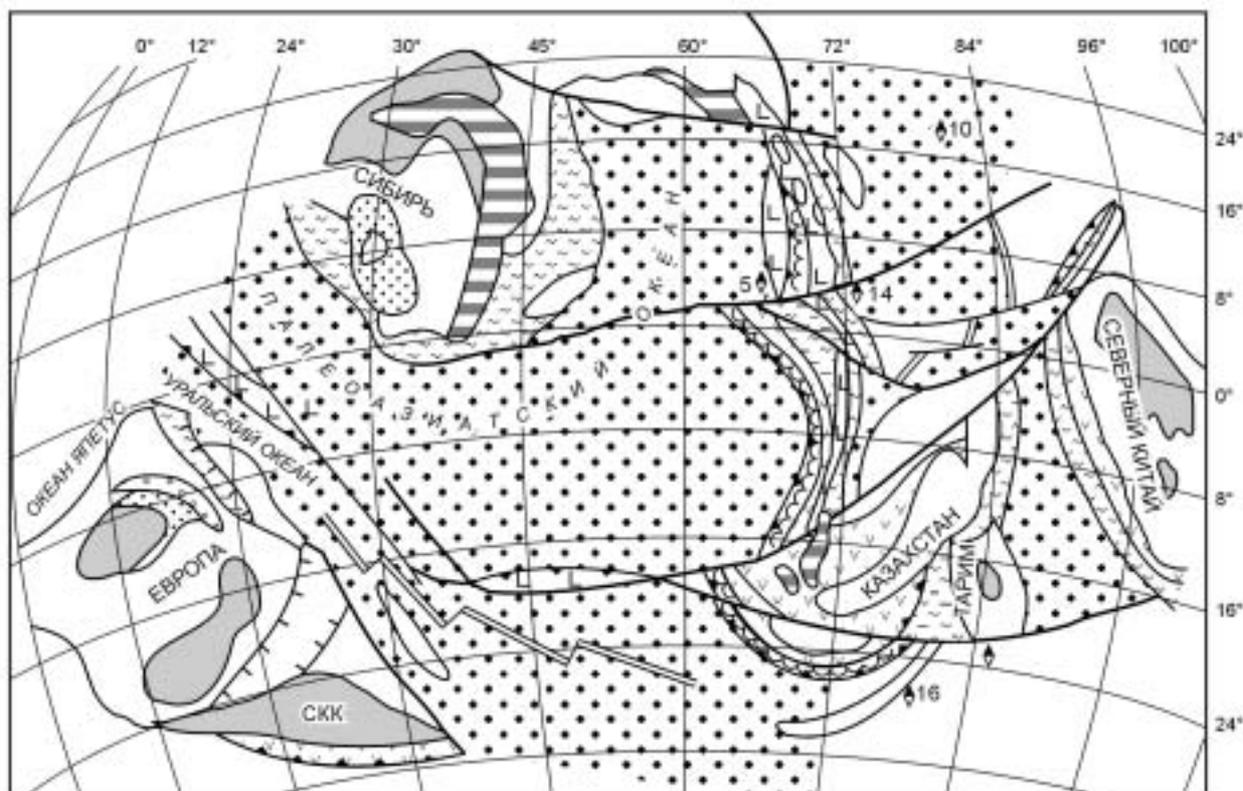


Рис. 5. Палинспастическая схема Центральной Евразии — поздний ордовик, по [27] с дополнениями авторов.

СКК — Центрально-Каракумский микроконтинент. Усл. обозн. см. на рис. 4.

орогенический пояс, окаймлявший новообразованный Казахстанский континент [11, 24]. Горные поднятия в нем перемежались с впадинами как во фронтальной части, так и в тылу горной цепи, которые в конце ордовика и начале силура служили коллекторами сносимого с гор грубообломочного материала. В позднем силуре—раннем девоне со стороны Джунгаро-Балхашского океанического бассейна начались субдукционные процессы с поглощением океанической коры под Казахстанским континентом. Образовался окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс. Рассматриваемый район находился в его тылу и служил областью субщелочного вулканизма и внедрения монцитит-лейкогранитовых и гранит-лейкогранитовых интрузивов. В среднем—позднем девоне в связи с закрытием близлежащей части Джунгаро-Балхашского океанического бассейна надсубдукционный вулканизм прекратился, однако сохранился контрастный рельеф, о чем свидетельствует накопление в межгорных впадинах пестро- и красноцветных моласс. Магматическая деятельность продолжалась в виде внедрения малых интрузивных тел пестрого состава. Такое сочетание геологических явлений, по-видимому, указывает на режим рассеянного рифтогенеза. В принципе, он явился естественным продолжением режима тыловой зоны краевого вулканического пояса, по сути дела рифтогенного. Распространение средневерхнедевонских моласс контролируется, скорее всего, межвулканными депрессиями, в которых накапливались продукты размыва вулканических построек.

В конце франского века происходили размыв возвышенностей предыдущего этапа и пенепленизация рельефа. В фамене в Северный Казахстан вновь трансгрессировало море и возникла обстановка слаборасчлененного мелководного шельфа с карбонатно-терригенным осадконакоплением и отдельными низкими островами. В раннем карбоне (визейский век) в связи с развитием обильной растительности на островной суше в бассейне происходило угленакопление. Средний карбон характеризовался регрессивным типом разреза. В позднем карбоне море отступило в связи с общим поднятием, вызванным коллизионными событиями во всем Урало-Монгольском поясе. Сформировался внутриконтинентальный ороген, с которым связано развитие наиболее молодых разноориентированных систем разломов сбрососдвигового типа как унаследованных, так и секущих более ранние структуры. Во второй половине перми—раннем триасе орогенный режим вновь сменился рассеянным рифтогенезом, произошло внедрение малых интрузивов наиболее молодого сиенодиорит-граносиенитового комплекса и глубинных мафитовых даек, обнаруженных в Аксу-Байлюстинской шовной зоне. При этом, если в Восточном Казахстане доминировали

левосторонние сдвиги типа Иртышской и Северо-Восточной зон смятия [29], то в Центральном и Северном Казахстане уже преобладали правосторонние — Центрально-Казахстанский и Целиноградский сдвиги.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обобщения и корреляции опубликованных и новых структурных, палеогеографических, палеонтологических и геохронологических данных изложены представления о сложной многоэтапной кембрийско-среднеордовикской эволюции островных дуг Северного Казахстана. Показано, что их развитие тесно связано с субдукционно-коллизийными событиями, которые привели к формированию покровно-надвиговой структуры и экзугмации пород высоких и сверхвысоких давлений. Начало формирования Степнякской островной дуги в раннеаренигское время совпадает с выводом к поверхности пород высоких и сверхвысоких давлений и связано с перескоком зоны субдукции и заложением нового магматического фронта.

ЛИТЕРАТУРА

1. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекарадокская коллизийно-субдукционная зона // Докл. РАН, 2005, т. 402, № 2, с. 1—5.
2. Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. Кембро-ордовикская тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2005, т. 46, с. 806—816.
3. Шацкий В.С., Ягоуц Э., Козменко О.А. и др. Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.
4. Добрецов Н.Л. Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44, с. 5—27.
5. Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В. Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39, с. 1645—1666.
6. Shatsky V.S., Sobolev N.V., Dobretsov N.L. et al. The post-conference field trip to the diamondiferous and high pressure metamorphic rocks of the Kokchetav massif (North Kazakhstan) (Sixth International Kimberlite Conference, Russia). Novosibirsk, SPS UIGGM SB RAS, 1995, 63 p.
7. Buslov M.M., Dobretsov N.L., Iwata K. et al. Ordovician collision of the Kokchetav microcontinent and Boshukul island arc and its relation with the structural position of UHP-HP rocks // Abstr. Int. Symp. „Amalgamation of Precambrian blocks and the role of the Paleozoic orogens in Asia“, September 5—7, 2002, Sapporo, Hokkaido University, 2002, p. 104—106.
8. Розен О.М. Докембрий Кокчетавского массива и некоторые вопросы корреляции // Допалеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Алма-Ата, 1974, с. 44—49.
9. Геология Северного Казахстана (стратиграфия). Алма-Ата, Наука, 1987, 224 с.
10. Гончаренко В.Е. Геологическое развитие и металлогения Кокчетавской глыбы в позднем рифее—раннем палеозое: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, ИГН АН КазССР, 1983, 21 с.
11. Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектоническая карта Казахстана м-ба 1:1 000 000 (принципы и методика построения) // Изв. НАН РК, Сер. геол., 2003, № 2—3, с. 17—26.
12. Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокшетауского и Шатского массивов и их обрамления // Геология Казахстана, 2001, № 2, с. 4—12.
13. Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления // Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во Моск. ун-та, 1971, с. 219—224.
14. Копяткевич Р.А. К стратиграфии ордовикских отложений западных частей Степнякского синклинория и Шатского антиклинория // Стратиграфическое совещание по допалеозой и палеозой Казахстана (тез. докл.). Алма-Ата, 1971, с. 89—90.
15. Копяткевич Р.А., Цай Д.Т. О возрасте вулканогенно-яшмовой толщи Степнякского мегасинклинория // Информационный сборник научно-исследовательских работ, 1973. Алма-Ата, Институт геологических наук АН КазССР, 1974, с. 194—196.
16. Никитин И.Ф. Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002, т. 43, с. 512—527.
17. Решения III Казахстанского стратиграфического совещания по докембрию и фанерозой (Алма-Ата, 1986): Ч. 1. Докембрий и палеозой. Алма-Ата, Наука, 1991, 148 с., 15 табл.

18. **Никитин И.Ф.** Ордовик Казахстана, Ч. 1. Стратиграфия. Алма-Ата, Наука, 1972, 242 с.
19. **Курчавов А.М.** Проблема геодинамической обстановки формирования девонского континентального магматизма Казахстана, Средней Азии и Западной Сибири // Тектоника неогена: общие и региональные аспекты. Материалы XXXIV тектонического совещания, Т. 1. М., ГЕОС, 2001, с. 351—354.
20. **Зоненшайн Л.П., Кузмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР, Кн. 1. М., Недра, 1990, 326 с.
21. **Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.
22. **Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.
23. **Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.
24. **Хаин В.Я.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2000, 604 с.
25. **Berzin N.A., Dobretsov N.L., Sklyarov E.V.** Tectonic transect map across Russia-Mongolia-China (Western part). Scale 1:2 500 000. Stanford University, 1995, 11 p.
26. **Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.
27. **Атлас** литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, Ин-т природных ресурсов Республики Казахстан, 2002, 38 л.
28. **Геологическое строение Казахстана** / Ред. Г.Р. Бекжанов. Алматы, Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 2000, 396 с.
29. **Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44, с. 49—75.

*Поступила в редакцию 15 июля 2005 г.,
после доработки — 31 октября 2005 г.*