

**КЕМБРО-ОРДОВИКСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
КОКЧЕТАВСКОГО МЕТАМОРФИЧЕСКОГО ПОЯСА (Северный Казахстан)**

Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев

Институт геологии ОИГТМ СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Изложены представления о многостадийной кембро-ордовикской тектонической эволюции Кокчетавского метаморфического пояса, содержащего породы ультравысоких и высоких давлений (UHP—HP). Субдукция литосферы Палеоазиатского океана, содержащей блоки континентальной коры, и коллизия Кокчетавского микроконтинента с островными дугами в конечном итоге определили формирование и эксгумацию пород таких давлений. Изначально, в раннем кембрии (535—523 млн лет), происходило погружение микроконтинента в зону субдукции до глубин 150—200 км, что привело к метаморфизму, а также частичному плавлению пород. В следующую подстадию (523—513 млн лет) сформированные кислые расплавы, включающие блоки UHP—HP пород, быстро, со скоростью до 1 м/год, поднялись вдоль субдукционной поверхности до глубин в 90 км, что позволило сохраниться высокобарическим ассоциациям. Затем со скоростью около 0,5 см UHP—HP породы поднимались вдоль разломных зон аккреционного клина до глубин в 30 км. В средне- и позднекембрийское время (513—480 млн лет) продолжающееся погружение Кокчетавского микроконтинента привело к заклиниванию зоны субдукции, выдавливанию UHP—HP пород вдоль ретрошарьяжных зон, скупиванию и шарьированию в аккреционной призме. Образование новой зоны субдукции и позднеаренигско-раннекарадокские коллизионные процессы (480—440 млн лет) привели к надвиганию аллохтонов, сложенных породами Кокчетавского микроконтинента, и аккреционной призмы на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги. Формирование покровно-чешуйчатой структуры завершилось проявлением гранитоидного магматизма и накоплением моласс в позднем ордовике.

Субдукция, коллизия, алмаз-коэситовые гнейсы, эксгумация, олистостромы, надвиги, тектонические покровы, Кокчетавский микроконтинент.

**CAMBRO-ORDOVICIAN TECTONIC EVOLUTION OF THE KOKCHETAV METAMORPHIC BELT
(northern Kazakhstan)**

N. L. Dobretsov, M. M. Buslov, and F. I. Zhimulev

The Cambro-Ordovician tectonic evolution of the Kokchetav metamorphic belt containing ultrahigh-pressure (UHP) and high-pressure (HP) rocks proceeded through several stages. The subduction of the Paleasian ocean lithosphere containing blocks of continental crust and the collision of the Kokchetav microcontinent with island arcs are responsible for the formation and exhumation of UHP-HP rocks. Initially, in the Early Cambrian (535–523 Ma), the microcontinent was submerged into the subduction zone to depths of 150–200 km, which led to metamorphism as well as to partial melting of rocks. In the next substage (523–513 Ma), the produced acid melts including blocks of UHP-HP rocks ascended quickly, at a velocity of up to 1 m/year, along the subduction surface to depths of 90 km, which favored the preservation of the high-pressure associations. Then, the UHP-HP rocks were lifted at a velocity of 0.5 cm/year along fault zones of the accretionary wedge to depths of 30 km. In the Middle and Late Cambrian (513–480 Ma), the continuing subduction of the Kokchetav microcontinent led to the wedging of the subduction zone, extrusion of UHP-HP rocks along retro-overthrust zones, and heaping and overthrust in the accretionary prism. Formation of a new subduction zone and the Late Arenig—Early Caradocian collisional processes (480–440 Ma) led to the thrusting of allochthones, made up of the rocks of the Kokchetav microcontinent, and accretionary prism over the fore-arc trough of the Stepnyak island arc. The formation of an imbricated structure was completed with granitoid magmatism and accumulation of molasses in the Late Ordovician.

Subduction, collision, diamond-coesite gneisses, exhumation, olistostromes, overthrust, nappe, Kokchetav microcontinent

ВВЕДЕНИЕ

В Кокчетавском регионе Северного Казахстана выделен одноименный метаморфический пояс (см. рис. 1), сложенный кембрийскими породами ультравысоких и высоких давлений (коэсит-алмазсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты). Структурно и генетически они связаны с докембрийскими гранито-

гнейсами и осадочными породами, широко известными под названием Кокчетавского массива (микроконтинента). Породы ультравысоких и высоких давлений (УНР—НР) относятся к эклогит-сланцевогнейсовым высокобарическим комплексам, протолитом которых являются фрагменты континентальной коры: фундамента и чехла микроконтинента [1—3]. На основании изучения особенностей состава минералов, морфологии микроалмазов и парагенетического анализа минеральных ассоциаций было установлено, что давления на пике метаморфизма превышали 4 ГПа [1—3], а возможно, 6—7 ГПа [4—7], т. е. породы были сформированы в экстремальных условиях в зоне субдукции на глубинах до 150—200 км и поэтому привлекают внимание исследователей, особенно в связи с изучением механизмов и причин их выхода на поверхность. Чтобы объяснить высокую скорость подъёма, привлекаются различные модели, связанные с коллизией микроконтинента с островной дугой и реорганизацией зоны субдукции, а также образованием крупных надвигов [3] или выдавливанием субгоризонтального клина [5, 6].

В статье на основании анализа структурно-вещественных особенностей массива и его обрамления, а также изотопных датировок [7—14] обосновываются тектоническая эволюция Кокчетавского метаморфического пояса, стадии формирования и эксгумации УНР—НР пород, в частности, обоснована роль ордовикских надвигов в формировании структуры региона. Изложенные в статье данные подтверждают ранее выделенные кембрийские этапы метаморфизма и особенности эксгумации УНР—НР пород из глубин верхней мантии (150—200 км) в состав земной коры (до 30—40 км) [3, 6, 9, 10] и обосновывают важную роль позднекембрийско-раннеордовикских субдукционно-коллизионных процессов в эксгумации пород в коровых условиях (с глубин 30 км) и в целом в тектонической эволюции Кокчетавского метаморфического пояса.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Чешуи и блоки пород НР распространены в двух структурных единицах: в мегамеланжевом поясе и в аккреционной призме (рис. 1—3). С мегамеланжевым комплексом ассоциируются также УНР породы и раннеордовикские андалузит-кордиеритовые породы низких давлений (даулетская свита). Возраст и генезис даулетской свиты — предмет длительной дискуссии. В ней определены позднекембрийские

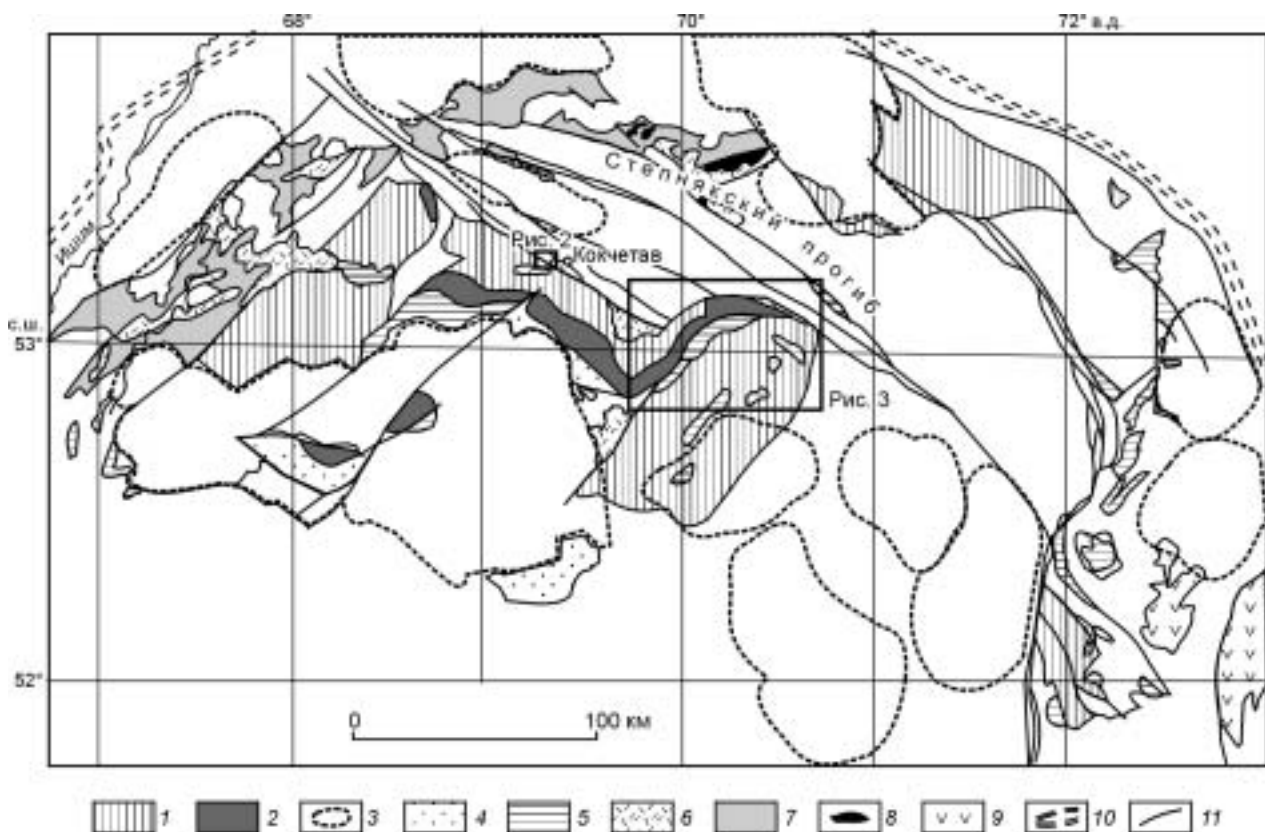


Рис. 1. Тектоническая схема Северного Казахстана (по [3] с дополнениями).

1 — фрагменты Кокчетавского и Шатского микроконтинентов, 2 — мегамеланжевый пояс с породами НР—УНР, 3 — позднеордовикско-раннесилурийские гранитные купола; 4 — метаморфический пояс низких давлений; 5 — докембрийские(?) и кембрийские преимущественно океанические метабаазальты; 6, 7 — Ишимская венд-кембрийская островная дуга: 6 — вулканиты, 7 — осадочные породы; 8 — венд-раннекембрийские(?) габбро и гипербазиты; 9 — средневерхнекембрийская островная дуга; 10 — южная граница ордовикской Степнякской островной дуги; 11 — разломы.

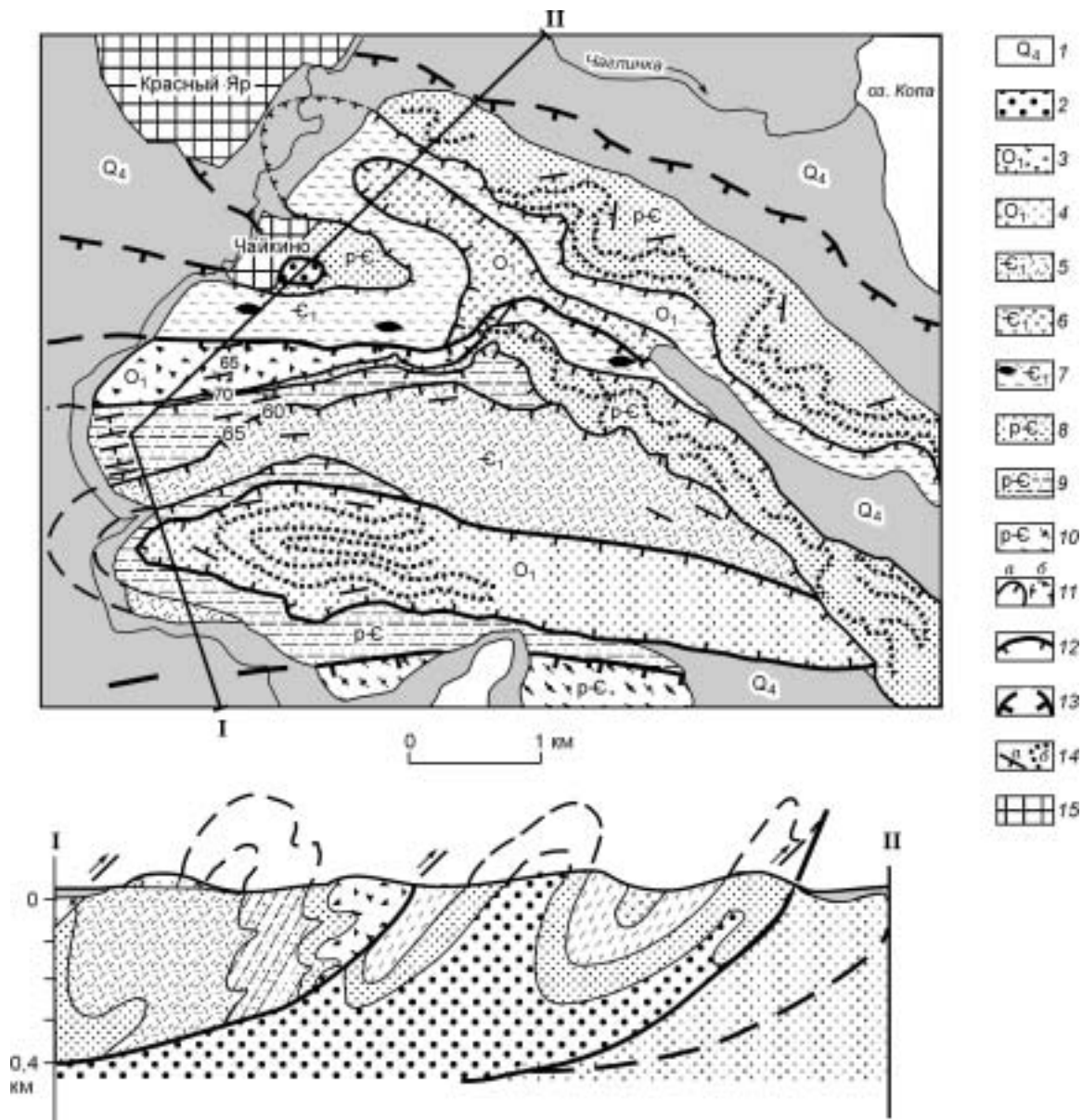


Рис. 2. Геологическая схема и разрез зоны сочленения Кокчетавского массива и Степнякской островной дуги в районе г. Кокчетав.

1 — четвертичные отложения, 2 — ордовикские конгломераты и песчаники Степнякского прогиба, 3 — позднеаренигские турбидиты с линзами олистостром, 4 — позднеаренигские кремнисто-глинистые отложения, 5 — венд-раннекембрийские(?) вулканогенно-осадочные породы преимущественно кислого состава, 6 — венд-раннекембрийские вулканогенно-осадочные породы среднего и основного составов, 7 — милонитизированные гранитогнейсы с линзами эклогитов и гранатовых амфиболитов, 8 — позднекембрийские кварцито-сланцевые породы кокчетавской свиты с элементами простирации слоистости, 9 — докембрийские песчаники и алевролиты, 10 — докембрийские гранитогнейсы, 11 — кембрийские надвиги: а — установленные, б — предполагаемые, 12 — ордовикские надвиги, 13 — предполагаемый фронтальный надвиг ордовикской покровно-чешуйчатой структуры, 14 — элементы залегания слоистости (а), простирации слоистости (б), 15 — населенные пункты.

датировки по цирконам (507—498 млн лет) [7, 9, 10], которые мы трактуем как возраст первой коллизионной фазы с метаморфизмом гранат-ставролитовой фации [3, 15], и многочисленные Ar-Ar даты (450—400 млн лет), которые синхронны со второй коллизионной стадией и метаморфизмом амфиболитовой фации (см. ниже раздел „Обсуждение результатов“).

Мегамеланжевый пояс состоит [3] из нескольких тектонических единиц (пластин). Первая сложена породами высоких и ультравысоких давлений (эклогиты и алмазсодержащие породы), а также эклогитовыми линзами во вмещающих слюдяных сланцах. Перечисленные породы вскрыты в штольне и скважинами в районе оз. Кумдыкуль, а также в редких обнажениях и скважинах в районе оз. Барчи. Алмазсодержащие метаосадочные породы представлены биотитовыми сланцами и гнейсами, метапели-

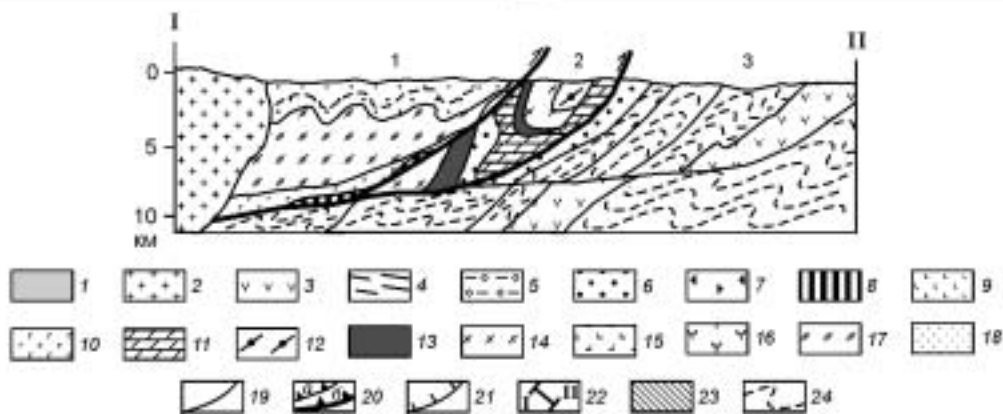
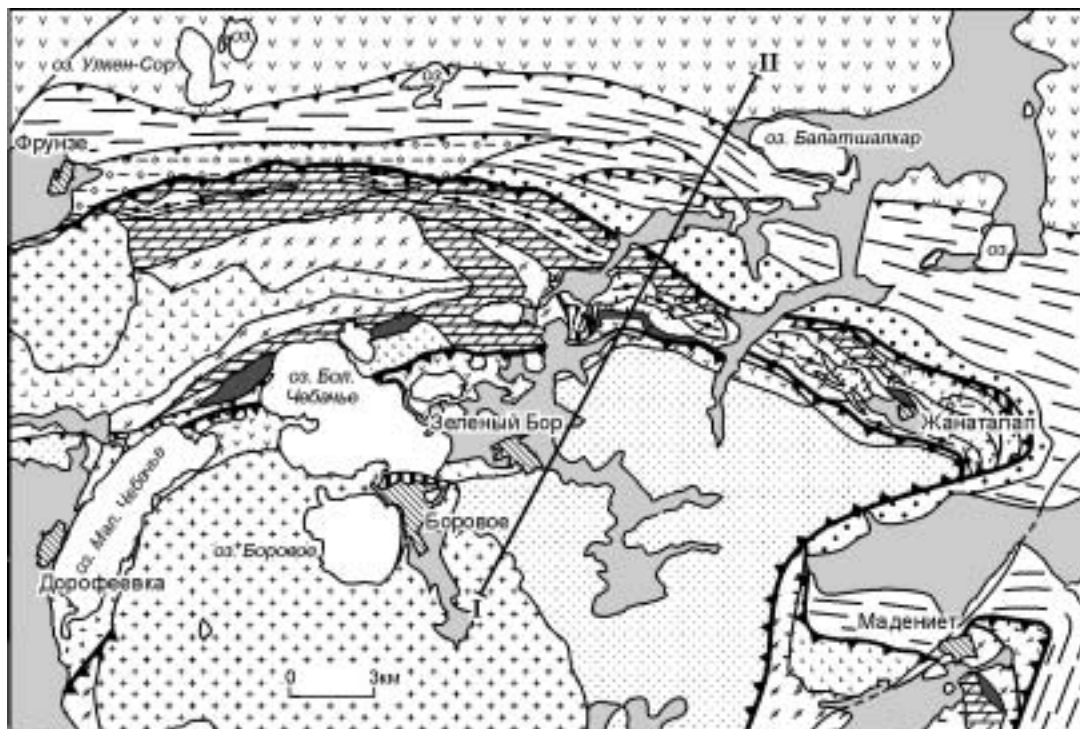


Рис. 3. Геологическая схема и разрез зоны сочленения Боровского блока Кокчетавского массива и Степнякской островной дуги.

1 — неоген-четвертичные отложения; 2 — девонские граниты Боровского массива; 3—6 — образования Степнякского тремадок-раннекарадокского преддугового прогиба: 3 — верхнекембрийско-тремадокские кремнисто-вулканогенные, 4 — лланвири-раннекарадокские кремнисто-алевролитовые, 5 — раннеордовикские(?) конгломерат и песчаники, 6 — позднеаренигско-раннелланвири-ская олистострома; 7—16 — образования аккреционной призмы: 7 — поздневендско-раннеаренигская(?) олистострома, 8 — венд-раннекембрийские серпентиниты и серпентинитовые сланцы, 9 — офиолитовые метабазалты, 10 — офиолитовые габбро, 11 — докембрийские графитсодержащие слюдяные сланцы и амфиболсодержащие мраморы (шарыкская свита), подверженные кембрийскому метаморфизму, 12 — докембрийские гранитогнейсы, подверженные кембрийскому метаморфизму, включая бластомилониты и милониты, 13 — кембрийские(?) кварц-мусковит-микроклиновые гнейсы с телами эклогитов и гранатовых амфиболитов, 14, 15 — габбро-амфиболитовый островодужный(?) комплекс: 14 — амфиболиты и гнейсы, 15 — метагаббро-амфиболиты, 16 — островодужные андезитобазальтовые лавы и туфы, турбидиты и известняки; 17, 18 — докембрийские образования Кокчетавского микроконтинента: 17 — гранитогнейсы фундамента, 18 — кварцевые и хлорит-серпентинитовые сланцы чехла; 19 — позднепалеозойские сдвиги; 20 — ордовикские надвиги: а — в пограничной зоне Степнякского прогиба, б — ограничивающие аккреционный комплекс; 21 — деформированные плоскости кембрийских надвигов; 22 — линия разреза; 23 — населенные пункты; 24 — простирающие слоистости. **Тектонические единицы:** 1 — Кокчетавский микроконтинент, 2 — аккреционный комплекс, 3 — Степнякский преддуговый прогиб.

тами, гранатсодержащими метакarbonатными породами и кварцитами. Возраст алмазсодержащих гнейсов определен [9—11] как 535—523 млн лет. Вторая единица (эклогитсодержащий меланж) может быть подразделена на серию тектонических пластин, сложенных: расланцованными гнейсовыми породами с будинами эклогитов или гранатовых амфиболитов; слюдяными сланцами и гранат-слюдяными сланцами

с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов; гранитогнейсами. Тектонические пластины разделены зонами милонитов, бластомилонитов, иногда линзами ультрабазитов, гранат-цоизитовых пород и тальк-пироп-фенгитовых сланцев. Возраст эклогитов составляет 535 ± 3 млн лет [8], а слюд из пород, разделяющих тектонические пластины, 519—490 млн лет [9—11]. Для толщи ультравысоких давлений первой единицы в районе оз. Кумдыколь характерны [3] пологие лежащие складки и надвиги, которые в целом возникли при косом сжатии, что привело к одновременному выдавливанию аккреционного клина вверх и в северо-западном направлении. Складки и линейность имеют преимущественно юго-восточную ориентировку, перпендикулярную разломам, ограничивающим первую структурную единицу. Породы второй единицы высоких давлений в районе оз. Кулет и горы Сулу-Тюбе обнаруживают предпочтительную СЗ-ЮВ ориентировку разломов с северо-восточными (район оз. Кулет) и меридиональными (север участка горы Сулу-Тюбе) простираниями структурных элементов складчатых зон, которые характеризуются минеральной линейностью, параллельной простиранию плоскостей разломов [3].

Аккреционный комплекс на востоке Кокчетавского массива (см. рис. 1—3) представлен деформированными в складки тектоническими пластинами и чешуями, сложенными раннеаренигской олистостромой, вендско-раннекембрийскими(?) турбидитами и вулканогенно-осадочными породами островодужного состава, амфиболитизированными габбро и гнейсами, кварц-мусковит-микроклиновыми гнейсами (с телами гранатовых амфиболитов и эклогитов), слюдястыми кварцитами, офиолитовыми габбро и базальтами. Ограничения пластин и чешуй трассируются зонами бластомилонитов и милонитов.

Раннеаренигская олистострома образует тектонические линзы в аккреционном клине и прослеживается от береговых обнажений р. Чаглинка до пос. Александровка и далее на юго-восток до оз. Мал. и Бол. Чебачье (см. рис. 2, 3). В береговых обнажениях р. Чаглинка олистострома формирует линзы и прослой мощностью до первых десятков метров среди терригенного разреза переслаивающихся песчаников, кремнистых аргиллитов и алевролитов (см. рис. 2). Кремнистые прослой содержат аренигские конодонты [16]. Олистолиты плохо окатанные, угловатые, несортированные, от плоских до округлых, размеры кварцитовых тел достигают 2—3 м мощности при длине до 5—6 м. Обломочный материал разнообразный и представлен кварцитами, бластомилонитами и милонитами по гнейсам и гранитам, амфиболитами, гранат-слюдястыми сланцами, карбонатными породами, хлоритовыми сланцами. Обломки погружены в песчано-гравелитовую массу того же состава. Олистострома в береговых обрывах оз. Мал. Чебачье располагается (см. рис. 3) между тектоническими пластинами гранитогнейсов и вулканогенно-осадочных пород. Обломочный материал олистостромы представлен в основном породами микроконтинента — прежде всего кварцитами и кварцитовыми песчаниками, иногда графитсодержащими. Кроме них в составе обломков встречаются граниты, гнейсы, гранитогнейсы, милониты и бластомилониты по ним. Обломки имеют угловатую, реже хорошо окатанную форму. Максимальные размеры олистолитов (кварцитовых песчаников) достигают 10 м по длине и 5—6 м по мощности, сменяясь по простиранию обломками меньших размеров. Олистолиты погружены в гравелитовый и алевролитопесчаный матрикс, совместно формируя не выдержанные по мощности линзы и прослой среди турбидитов. Турбидиты состоят из ритмов мощностью от первых до десятков сантиметров, обычно начинающихся песчаниками и заканчивающихся прослоями кремнистых пород. Песчаники состоят преимущественно из обломков плагиоклаза и кварца.

Венд-раннекембрийские(?) вулканогенные породы образуют редкие тектонические пластины и представлены лавами пироксен-плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов, их туфами, иногда переслаивающимися с турбидитами.

Венд-кембрийские(?) офиолиты представлены мощными пластинами метагаббро и metabазальтов, а также серпентинитовыми сланцами. Породы метаморфизованы в зеленосланцевой фации метаморфизма, в metabазальтах сохранилась подушечная отдельность.

Плоскости разрывных нарушений аккреционного клина трассируются зонами милонитов, бластомилонитов, амфибол-мусковит-хлоритовых и мусковит-хлоритовых сланцев. По результатам тематических работ, проведенных под руководством Л.В. Комлева в северной части Кокчетавского региона [14], получено несколько десятков дат Ar-Ar и K-Ar возраста мусковитов и амфиболов, соответствующих интервалу 519—475 млн лет. Нами были получены дополнительные Ar-Ag датировки. Возраст мусковитов, развивающихся в приразломных зонах по кварцитам кокчетавской свиты (обр. K02-2: N $53^{\circ}17'27''$, E $69^{\circ}15'45''$, h — 255 м, Куйбышевская сопка в районе г. Кокчетав) и песчано-сланцевым породам шарыкской свиты (обр. K02-7: N $53^{\circ}06'42''$, E $69^{\circ}52'11''$, h — 330 м, расположен в 3 км на северо-восток от пос. Жанаталап), определен соответственно как 477 ± 2 и 489 ± 1 млн лет (рис. 4).

В целом деформированные в складки тектонические пластины мегамеланжевого пояса и аккреционного комплекса надвинуты на расположенные к северу раннекарадокские толщи Степнякского прогиба. Зоны надвигов содержат хлорит-мусковитовые сланцы с K-Ag и Ar-Ag возрастом мусковитов в пределах 465—440 млн лет [14] и деформируют как структуру аллохтона, так и автохтона. Передовой

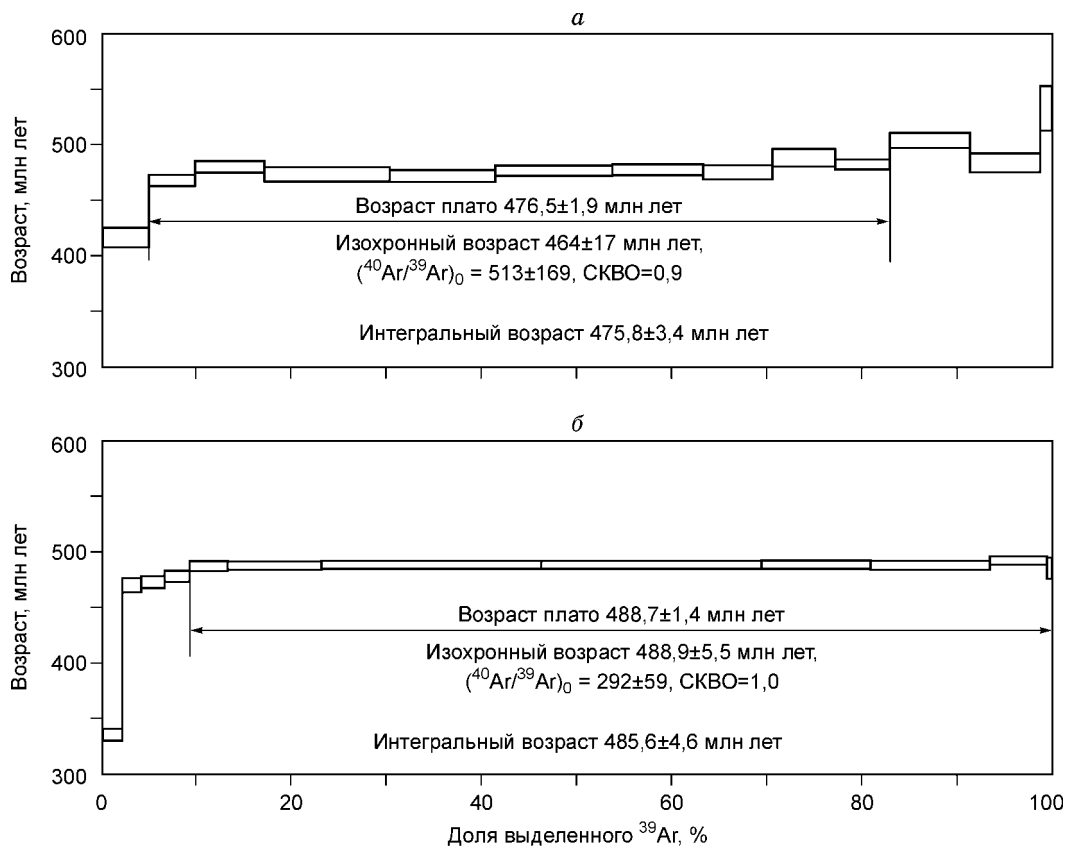


Рис. 4. Результаты Ar-Ar датирования мусковитов из слюдистых кварцитов кокчетавской свиты.

a — район г. Кокчетав (обр. K02-3, мусковит), *б* — вблизи пос. Жанаталап (обр. K02-7, мусковит). Стрелками показаны плато, по которым были рассчитаны возрасты. Определения выполнены в Аналитическом центре ОИГГМ (г. Новосибирск), аналитик А.В. Травин.

надвиг маркируется маломощными (до первых метров) линзовидными телами серпентинитового меланжа и тектоническими линзами позднеаренигско-раннелланвирнской олистостромы (см. рис. 3).

Позднеаренигско-лланвирнская олистострома рассматривается как результат разрушения тектонических покровов (Кокчетавского микроконтинента и аккреционной призмы) при надвигании на преддуговой прогиб. Время ее накопления фиксирует возраст коллизии микроконтинента со Степнякской островной дугой.

Олистострома тектонически перекрывает горизонт конглобрекчий, который залегает в верхней части кремнисто-терригенного разреза пород Степнякского прогиба. Мощность олистостромы достигает 300 м, а конглобрекчий — первые десятки метров.

Олистострома сильно изменчива по мощности, составу и облику, существенно меняется по простираю, но основные ее черты сохраняются. Среди характерных особенностей следует назвать наличие в составе обломков разнообразных пород надвинутого аккреционного комплекса. Резко преобладают обломки гнейсов, гранитов, слюдистых сланцев и кварцитов, реже метабазальтов. Другой характерной чертой является отсутствие сортировки обломочного материала по размеру. Олистолиды имеют плоскую форму до нескольких десятков метров в длину. Более мелкие обломки перечисленных пород имеют обычно остроугольную форму. Наличие кремнистых прослоев, а часто и кремнистого цемента в олистостроме указывает на то, что осадконакопление происходило в относительно глубоководных условиях.

В конглобрекчиях, слагающих верхнюю часть разреза кремнисто-терригенных пород Степнякского прогиба, кроме плохо окатанных обломков вышеперечисленных пород присутствуют гальки островодужных пород: роговообманковых плагиогранитов, кварцевых и плагиоклазовых порфиритов, известняков и габбро. Размер галек составляет 2—15 см. Цемент представлен кремнисто-глинистым веществом. Можно предполагать, что галечный материал поставлялся реками в бассейн осадконакопления из Степнякской островной дуги. Наличие конседиментационных структур и текстур оползания также свидетельствует о высокой роли склоновых процессов в формировании облика толщи. Матрикс конглобрекчий представлен раннекарадокскими кремнисто-глинистыми породами, которые сохранили следы деформирования плас-

тичных слоёв нелитифицированного осадка, возникшие, вероятно, при попадании мутьевых потоков в бассейн осадконакопления. Кремнистые породы, вмещающие конглобрекчии, содержат конодонты, в том числе *Paracordylodus gracilis*, их возрастной уровень определен профессором К. Ивата (Университет Хоккайдо) как раннеордовикский [17].

Сланцеватость, тени давления, сложенные кварцем, а также широкое развитие новообразованных слюдястых минералов свидетельствуют о деформациях и метаморфизме, которому подверглась вся олистострома на заключительных стадиях покровообразования в среднем ордовике (465—440 млн лет, геохронологический возраст мусковитов из зон разломов), и о надвигании Кокчетавского микроконтинента и аккреционного клина на образования Степнякского прогиба.

В связи с тем что в составе олистостромы содержатся горизонты кремнистых пород и брекчии, аналогичных по составу раннеордовикским конглобрекциям, можно предполагать возраст олистостромы также раннеордовикским. Учитывая, что аккреционная призма с раннеаренигской олистостромой участвует в строении тектонических покровов, а возраст завершающих надвигов определен в 465—440 млн лет, то возраст синтетектонической олистостромы можно трактовать как позднеаренигско-раннелланвирнский.

Степнякский прогиб (пакет тектонических пластин) расположен между Кокчетавским микроконтинентом, вошедшим к раннему ордовика в состав аккреционного клина, и ордовикскими образованиями одноименной островной дуги (см. рис. 1). Характерной чертой прогиба, известного под названием Степнякского синклинория, является чередование пачек вулканогенно-кремнистых, кремнисто-алевролитовых, конгломерато-песчанисто-туфогенных пород верхнекембрийско-раннекарадокского возраста [18]. Тектонические контакты между ними позволяют рассматривать структуру прогиба как пакет тектонических пластин (см. рис. 2, 3).

Вулканогенно-кремнистая толща (жанасуйская серия) сложена лавами и туфами базальтового и андезитового составов, а также яшмоидами, песчаниками, кремнистыми и кремнисто-глинистыми породами. Возраст серии по находкам граптолитов и конодонтов определяется как верхнекембрийско-тремадокский. Хотя обнаружена фауна только тремадокская, допускается наличие в ней пород самых верхов кембрия [18].

Кремнисто-алевролитовая толща (степнякская свита) характеризуется преобладанием алевролитов над песчаниками. Алевролиты, песчаники и вулканокластиты слагают до 90 % объёма пород толщи, однако в формировании её облика важную роль играют и кремнистые породы, которые образуют пласты мощностью до 5—7 м. Среди кремней преобладают серые и зеленые разновидности. В низах свиты обнаружены граптолиты нижнего—среднего ордовика, возраст свиты определяется как арениг—ранний карадок [18].

Позднекарадокская(?) конгломератово-песчанистая туфогенная толща представлена циклическим чередованием мелкогалечных конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов. Мощность отдельных циклов обычно составляет 5—10 м. Снизу вверх по разрезу размер обломочного материала постоянно уменьшается, таким образом нижняя часть толщи сложена преимущественно конгломератами с прослоями гравелитов и песчаников, а верхняя соответственно алевролитами с отдельными слоями песчаников и линзами гравелитов. Отдельные гальки достигают 4—5 см, но преобладающий размер 1—1,5 см, формы округлые или уплощённые. В составе обломков преобладают серые и зелёные кремни, чёрные углистые алевролиты и аргиллиты, жильный кварц, андезиты (плагиоклазовые порфириты). Больше всего зелёных кремней, слагающих пласты в нижележащей пачке. Галька составляет более половины объёма конгломератов. Цемент чаще базальный, в отдельных богатых галькой разностях поровый. Он представляет собой матрикс из обломков пород, кварца и плагиоклаза различной размерности и остроугольной формы, а также туфового материала. Песчаники сложены неокатанными несортированными обломками кремней, туфов и эффузивов. Матрикс представлен преимущественно туфами и кремнистыми породами. Толща представляет краевые фации островной дуги и замещается собственно островодужными туфами и андезитами.

В Северном Казахстане достаточно широко распространена позднекарадокско-ашгильская моласса, формирование которой фиксирует время завершения коллизии Кокчетавского микроконтинента с островной дугой. Местами моласса вовлечена в строение покровно-чешуйчатых структур. В пределах Кокчетавского массива молассовая формация представлена преимущественно грубообломочными мелководными фациями (конгломераты, песчаники, мергели, редко известняки) мощностью до первых сотен метров. Она состоит из чередующихся валунных и галечных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Слои конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников составляют грубозернистые пакеты, мощность которых обычно 7—10 м. Они разделены пачками мелкозернистых песчаников и алевролитов мощностью 15—20 м. Вверх по разрезу возрастают размерность обломочного материала и мощность грубозернистых пакетов. Конгломераты содержат хорошо окатанную гальку разнообразных кварцитовых пород, слюдястых кварцитопесчаников и сланцев, а также кварца. Реже встречается галька чёрных тонкозернистых кремней, хлоритовых сланцев и единичные мелкие гальки базальтов, андезитобазальтов, габброидов и серых известняков. Песчаники рассматриваемой толщи неравномерно-зернистые, почти

полностью кварцевые. Зёрна кварца обычно плохо окатаны. В верхней части разреза песчаники содержат большое количество слюды. Для песчаников характерна косая слоистость. Алевриты характеризуются тонкоплитчатой отдельностью, в верхней части разреза также очень обогащены слюдой.

В центральной части Степнякского прогиба, вдали от покровно-чешуйчатой структуры, преобладают позднекарадокско-ашгильские морские осадки, представленные органогенными известняками, известняковыми брекчиями с прослоями доломитизированных известняков, мергелями и терригенными породами, мощность которых достигает 1500 м. В позднем карадоке—ашгиле (450—440 млн лет) в ядре покровно-чешуйчатой структуры сформировались гранитогнейсовые купола и гранитные плутоны, сложенные преимущественно диоритами и гранитами, сопряжённые с формированием молассовых прогибов. Их формирование, по нашему мнению, может быть связано с завершающей стадией коллизионных процессов в Северном Казахстане, так же как и накопление молассового комплекса.

КЕМБРО-ОРДОВИКСКАЯ ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ

Анализ и корреляция геологических и геохронологических данных позволяет выделить в раннепалеозойской эволюции Кокчетавского массива три стадии, две первые из которых развивались на фоне субдукции коры Палеоазиатского океана под Ишимскую венд-кембрийскую дугу, третья — под Степнякскую ордовикскую островную дугу (см. рис. 1, таблицу). Первая стадия (раннесреднекембрийская субдукционная) — это погружение в зону субдукции Кокчетавского микроконтинента (535—513 млн лет), вторая (позднекембрийско-раннеаренигская субдукционно-коллизионная) — столкновение микроконтинента с островной дугой и формирование обратных течений в аккреционной призме (513—480 млн лет), третья (позднеаренигско-раннекарадокская субдукционно-коллизионная (480—440 млн лет)) — формирование Степнякской островной дуги и продолжающаяся коллизия микроконтинента с островной системой, что привело к надвиганию микроконтинента и аккреционной призмы на преддуговой прогиб.

Литосферная плита Палеоазиатского океана включала в себя множество микроконтинентов и террейнов гондванского происхождения, в том числе и Кокчетавский [19, 20]. Нами предполагается, что Кокчетавский микроконтинент совместно с океанической плитой в среднем кембрии (535—523 млн лет) погрузился в зону субдукции. Изначально происходило погружение утоненного края микроконтинента, что привело к метаморфизму, а также частичному плавлению пород на глубинах до 200 км. Породы ультравысокого и высокого давления расположены среди гранитогнейсов, составляя от нескольких до 30 % их объема, что позволяет предполагать начальную „быструю“ эксгумацию алмаз-коэситовых гнейсов и эклогитов в кислом расплаве. Возраст цирконов, слюд и роговой обманки из гранитогнейсов, кристаллизовавшихся из расплавов, соответствует интервалу 523—513 млн лет [9—13].

В позднекембрийско-раннеаренигское время (513—480 млн лет) произошла коллизия Кокчетавского микроконтинента с островной дугой. Вероятно, что в зону субдукции погрузилась утолщенная часть

Стадии формирования Кокчетавского массива

| Стадия, возраст | Интерпретация | Продолжительность, млн лет Скорость события, см/год | Параметры субдукции и подъема пород УНР и НР |
|--|--|--|--|
| 1. Субдукционная, 535—513 млн лет | Погружение микроконтинента, 535—523 млн лет | $\frac{12}{5}$ | Погружение более чем 600 км коры Кокчетавского микроконтинента до глубин около 200 км, формирование УНР—НР пород |
| | Подъем УНР пород расплавами, 523—513 млн лет | Быстрая эксгумация УНР—НР пород в верхней мантии $\frac{0,11}{n \cdot 10}$ | Подъем пород УНР и НР расплавами от 200 до 90 км |
| | | Внутрилитосферная эксгумация $\frac{9}{0,5}$ | Подъем УНР и НР расплавами от 90 до 30 км |
| 2. Субдукционно-коллизионная, 513—480 млн лет | Коллизия микроконтинент—островная дуга | Выдавливание пород аккреционного клина, включая породы УНР—НР, по надвигам $\frac{25}{0,1—0,2}$ | Подъем от 30 до 0 км |
| 3. Субдукционно-коллизионная, 480—440 млн лет | Формирование Степнякской островной дуги и преддугового прогиба, коллизия микроконтинент—островная дуга | Деформация структуры, надвигание микроконтинента и аккреционной призмы на Степнякский прогиб $\frac{40}{0,1—0,2}$ | Перескок зоны субдукции в тыловую часть микроконтинента |

микроконтинента, что привело к ее заклиниванию, выдавливанию пород ультравысоких и высоких давлений вдоль ретрошарьяжных зон, скучиванию и шарьированию в аккреционной призме. Породы УНР—НР и фрагменты микроконтинента сформировали мегамеланж. Ретроградные изменения в цирконах из УНР—НР пород и формирование ассоциированных с ними ставролит-гранатовых сланцев даулетской свиты (первая фаза метаморфизма) произошли в период 507—480 млн лет [9, 10], что можно трактовать как заключительный возраст коллизионных процессов, сформировавших мегамеланжевую зону в результате выдавливания горячих глубинных пород в сторону Кокчетавского микроконтинента, погружающегося в зону субдукции. Ag-Ag и K-Ag возраст амфиболов и слюд из бластомилонитов и милонитов, трассирующих плоскости разломов в аккреционной призме, соответствуют этому же интервалу в 519—480 млн лет [14, наши данные], что может свидетельствовать о наличии надвигов в составе аккреционной призмы, по которым были выведены к поверхности пластины глубинных пород.

В позднем кембрии—раннем ордовике началось интенсивное формирование Степнякской островной дуги и преддугового прогиба. Позже интенсивные субдукционные процессы стали воздействовать на Кокчетавский микроконтинент, который, деформируя кембрийско-раннеордовикскую аккреционную призму, надвигался под давлением океанической плиты на Степнякский задуговой бассейн. Конечный результат реализован в формировании позднереингско-лланвирнской покровно-надвиговой структуры и синтетектонической олистостромы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Комплексы пород УНР—НР Кокчетавского мегамеланжевого пояса могли возникнуть при субдукции микроконтинента, когда его утоненная краевая часть была погружена в верхнюю мантию до глубин 150—200 км. Чтобы сохранить высокобарические ассоциации, зональность в минералах и агрегацию азота в алмазах, эксгумация ультравысокобарических эклогит-сланцево-гнейсовых комплексов пород с глубин верхней мантии должна была происходить очень „быстро“. На начальной стадии она могла достигать одного метра в год. Таким механизмом могло быть быстрое всплытие УНР—НР пород в кислом расплаве, образованном при плавлении гранитогнейсов фундамента микроконтинента [21—23].

В таблице приведены примерные расчеты скорости эксгумации УНР—НР пород. Принимая среднюю скорость субдукции около 5 см/год за период 535—523 млн лет, получаем, что в течение 12 млн лет было погружено в зону субдукции более 600 км Кокчетавского микроконтинента. Затем в интервале 523—513 млн лет произошла эксгумация эклогитов и алмазоносных гнейсов в составе кислых расплавов до коровых глубин. Если взять за основу, что для сохранения высокобарических ассоциаций необходима скорость эксгумации до нескольких дециметров в год [3, 4, 6, 21, 22], то следует признать, что породы поднимались в интервале глубин верхней мантии от 200—150 до 90 км за ~1 млн лет. За следующие более чем 9 млн лет скорость понизилась до 0,5 см/год в связи с вхождением блоков и расплавов в состав земной коры и величина подъема составила 60 км (интервал глубин от 90 до 30 км). Существуют и другие оценки скорости начальной эксгумации пород. Так, в работе [23] стадия подъема от условий УНР метаморфизма до гранулитовой фации метаморфизма (глубины около 30—35 км), по данным датировок зональности в цирконах, оценивается в 6 млн лет при средней скорости эксгумации в 1,8 см/год. При этом авторы статьи не выделяют первый „быстрый“ этап эксгумации УНР—НР пород в составе кислых расплавов, который является наиболее важным для сохранения высокобарических ассоциаций и других характерных для них параметров.

В позднем кембрии—раннем арениге (513—480 млн лет) произошла коллизия Кокчетавского микроконтинента с островной дугой и выдавливание клиновидной структуры между ними, включающей в себя аккреционную призму и мегамеланж, со средней скоростью вертикального подъема около 0,1—0,2 см/год. По обратным надвигам горячие УНР—НР породы выдавливались в сторону активного Кокчетавского микроконтинента, что привело, возможно, к первой фазе метаморфизма пород даулетской свиты (507 ± 8 млн лет). Близкие возрасты зафиксированы в краевых зонах цирконов из пород УНР [7], что свидетельствует о ретроградном метаморфизме в процессе выведения их к поверхности. В аккреционной призме происходило формирование разломных зон, вдоль которых образовались бластомилониты, милониты и амфибол-мусковитовые сланцы с возрастом 519—480 млн лет [14]. В позднем арениге—раннем карадоке (480—440 млн лет) продолжалось погружение литосферы Палеоазиатского океана под Степнякскую островную дугу, Кокчетавский микроконтинент столкнулся с островной дугой, что привело к формированию глубинного срыва в основании нижней коры и надвиганию микроконтинента и аккреционной призмы на Степнякский прогиб. Аккреционная призма, располагавшаяся между микроконтинентом и островной дугой, претерпела сжатие и по надвигам сместилась в сторону преддугового Степнякского прогиба. Образовавшийся тектонический покров разрушался, создавая позднереингско-лланвирнские обломочные накопления, заполняющие Степнякский прогиб. На поздней стадии этого процесса покров перекрыл олистострому и значительную часть вулканогенно-осадочных образований прогиба, деформировав его в пакет тектонических пластин. Обломочный материал олистостромы представлен почти всеми разновидностями пород тектонических покровов. Плоскости разломов фронтального

надвига покровов (см. рис. 2) сопровождаются формированием хлорит-мусковитовых сланцев по породам олистостромы и преддугового прогиба с Ar-Ar и K-Ar возрастом мусковитов 465—440 млн лет (лланвирн—ранний карадок) [14], что позволяет рассматривать этот рубеж как возраст завершения покровообразования. Одновременно или несколько позже (450—440 млн лет) сформировались моласса и коллизионные диорит-гранитные интрузии Зерендинского комплекса.

В постколлизионную стадию образовались девонские гранитные интрузии и вулканогенные прогибы, частично как вулканно-плутонические структуры, сформированные, возможно, под влиянием девонского суперплюма, проявленного от Казахстана до Западной Европы [24].

К числу нерешенных вопросов в геологии Кокчетавского массива, которые могут уточнить особенности геодинамики региона в целом и эксгумации УНР и НР пород в частности, относятся: 1) выявление возраста и структурного положения вулканогенно-осадочных пород и офиолитов, олистостром, эклогитов из аккреционной призмы, 2) детальное изучение олистостромовых образований как реперных комплексов аккреции и коллизии, 3) установление позднекембрийских и ордовикских деформаций, что может быть выявлено при изучении даулетской свиты, а также при уточнении возраста разломных зон и их взаимоотношений, 4) соотношение позднекембрийско-ордовикских фаций вулканогенно-осадочных бассейнов, окружающих Кокчетавский массив, что позволит выявить их геодинамическую принадлежность и уточнить положение зоны палеосубдукции, 5) определения возраста милонитовых и бластомилонитовых зон, их роли в совмещении различных по глубинам сегментов палеосубдукционной зоны.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и корреляция новых и опубликованных геолого-геохронологических данных в эволюции Кокчетавского пояса позволяет выделить несколько субдукционно-коллизионных стадий: 535—513 (с двумя стадиями в 535—523 и 523—513 млн лет), 513—480 и 480—440 млн лет. Они проявлены на фоне длительной субдукции литосферной плиты Палеоазиатского океана, в составе которой находился докембрийский Кокчетавский микроконтинент, под венд-кембрийскую Ишимскую и затем под ордовикскую Степнякскую островные дуги. Различным стадиям тектонической эволюции соответствуют олистостромы различного генезиса: раннеаренигская аккреционного клина и позднеаренигско-раннелланвирнская синколлизионная.

Субдукция литосферы Палеоазиатского океана и коллизия Кокчетавского микроконтинента с островными дугами в конечном итоге определили формирование и эксгумацию пород ультра- и высоких давлений (УНР—НР). Изначально в раннем кембрии (535—523 млн лет) происходило погружение микроконтинента в зону субдукции до глубин 150—200 км, что привело к метаморфизму, а также частичному плавлению пород. В следующую подстадию (523—513 млн лет) сформированные кислые расплавы, включающие в себя блоки УНР—НР пород, быстро (со скоростью до 1 м/год) поднялись до глубин в 90 км, что позволило сохраниться высокобарическим ассоциациям. Затем со скоростью около 0,5 см/год УНР—НР породы поднимались вдоль разломных зон аккреционного клина до глубин в 30 км. В среднепозднекембрийское время (513—480 млн лет) продолжающееся погружение Кокчетавского микроконтинента привело к заклиниванию зоны субдукции, выдавливанию УНР—НР пород вдоль ретрошарьяжных зон, скупиванию и шарьированию в аккреционной призме. Следующая субдукционно-коллизионная стадия (480—440 млн лет) характеризуется перескоком зоны субдукции в тыловую часть микроконтинента и формированием Степнякской островной дуги. Позднеаренигско-раннекарадокские коллизионные процессы привели к надвиганию аллохтонов, сложенных породами Кокчетавского микроконтинента и аккреционной призмы, на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги. Формирование покровно-чешуйчатой структуры завершилось проявлением гранитоидного магматизма и накоплением моласс позднеордовикского возраста.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1247.2003.01 и РФФИ (проекты № 03-05-64563, 03-05-64668).

ЛИТЕРАТУРА

1. **Sobolev N.V., Shatsky V.S.** Diamond inclusions in garnets from metamorphic rocks: a new environment for diamond formation // *Nature*, 1990, v. 343, p. 742—746.
2. **Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А. и др.** Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // *Докл. АН СССР*, 1991, т. 321, с. 189—193.
3. **Добрецов Н.Л., Тениссен К., Смирнова Л.В.** Структурная и геодинамическая эволюция алмазосодержащих метаморфических пород Кокчетавского массива (Казахстан) // *Геология и геофизика*, 1998, т. 39, № 12, с. 1645—1666.
4. **Okamoto K., Liou J.G., Ogasawara Y.** Petrology of diamond-grade eclogite in the Kokchetav Massif, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 379—399.

5. **Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al.** Geology of the Kokchetav UHP—HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Ibid.*, p. 264—283.
6. **Maruyama S., Parkinson C.D.** Overview of the geology, petrology and tectonic framework of the HP—UHP metamorphic belt of the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Ibid.*, p. 439—455.
7. **Katayama I., Maruyama S., Parkinson C.D. et al.** Pressure-temperature-time path of the Kokchetav UHP metamorphism deduced from mineral inclusions and SHRIMP geochronology of zircons // *The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* / Ed. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G.Liou, S. Maruyama. Tokyo (Japan), Universal Academy Press, 2002, p. 381—396.
8. **Шацкий В.С., Ягоуц Э.Ч., Козменко О.А. и др.** Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34, № 12, с. 47—58.
9. **Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al.** Ar/Ar Geochronology of diamond-bearing metasedimentary rocks from the Kokchetav Massif // *The diamond-bearing Kokchetav Massif, Kazakhstan* / Ed. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo (Japan), Universal Academy Press, 2002, p. 397—412.
10. **Hacker B.R., Calvert A., Zhang R.Y. et al.** Ultrarapid exhumation of ultrahigh-pressure diamond-bearing metasedimentary rocks of the Kokchetav Massif, Kazakhstan? // *Lithos*, 2003, v. 70, p. 61—75.
11. **Борисова Е.Ю., Бибикина Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А.** Геохронологическое изучение цирконов гранитоидов Кокчетавского алмазоносного района // *Докл. РАН*, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.
12. **Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S. and Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism in the Kokchetav massif, USSR // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.
13. **Troesh M., Jagoutz E.** Mica cooling ages of a diamond-bearing gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Terra Abstracts*, 1993, v. 7, p. 396.
14. **Комлев Л.В., Федорищев А.М., Крюков Н.Ф., Данилевич С.И.** Проблема позднепалеозойской активизации Кокчетавского среднего массива в Северном Казахстане по изотопным данным // *Тез. докл. XX сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций*. Иркутск, 1977, с. 24—26.
15. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, 373 с.
16. **Цай Д.Т., Никитин И.Ф., Аполлонов М.К. и др.** О возрасте вулканогенно-кремнистых толщ Кокчетавского и Шатского массивов и их обрамления // *Геология Казахстана*, 2001, № 2, с. 4—12.
17. **Buslov M.M., Dobretsov N.L., Iwata K. et al.** Ordovician collision of the Kokchetav microcontinent with an 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“*. Sapporo, GRG/GIGE Miscellaneous Publication, 2002, № 16, p. 104—106.
18. **Копяткевич Р.А.** К стратиграфии ордовикских отложений западных частей Степнякского синклинория и Шатского антиклинория // *Тез. докл. стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана*. Алма-Ата, 1971, с. 80—89.
19. **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.
20. **Buslov M.M., Saphonova I.Yu., Watanabe T. et al.** Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // *Geoscience J.*, 2002, v. 5, № 3, p. 43—56.
21. **Herman J., Rubatto D., Korsakov A.V., Shatsky V.S.** Multiple zircon growth during fast exhumation of diamondiferous, deeply subducted continental crust (Kokchetav massif, Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 2001, v. 141, p. 66—82.
22. **Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Podlesskii S.K.** Conditions of origin and exhumation dynamics of Kokchetav eclogites (Sulu-Tyube arc) // *Geochem. Int.*, 1998, № 10, p. 1—15.
23. **Dobretsov N.L., Shatsky V.S.** Exhumation of high-pressure rocks of the Kokchetav massif: facts and models // *Lithos*, 2004, v. 78, p. 307—318.
24. **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, № 1—2, с. 5—27.

*Рекомендована к печати 2 февраля 2005 г.
В.С. Шацкий*

*Поступила в редакцию 20 января 2004 г.,
после доработки — 14 декабря 2004 г.*