

ТЕКТОНИКА, СТРАТИГРАФИЯ И МЕТАМОРФИЗМ

УДК 551.24: 552.48 (574)

**ВЕНД-РАННЕОРДОВИКСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ  
И МОДЕЛЬ ЭКСГУМАЦИИ ПОРОД СВЕРХВЫСОКИХ И ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЙ  
КОКЧЕТАВСКОЙ СУБДУКЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ**  
(Северный Казахстан)

**Н.Л. Добрецов, М.М. Буслов, Ф.И. Жимулев, А.В. Травин, А.А. Заячковский\***

*Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия*

*\* ОАО „Кокшетаугидрогеология“, 475010, Акмолинская обл., Кокшетау, пос. Чайкино, ул. Парковая, 1, Казахстан*

Изложены представления о многостадийной венд-раннеордовикской геодинамической эволюции Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (КСКЗ), содержащей породы сверхвысоких и высоких давлений (УНР-НР). Субдукция литосферы Палеоазиатского океана, содержащей блоки континентальной коры, и коллизия Кокчетавского микроконтинента с венд-кембрийской островодужной системой в конечном итоге определили формирование и эксгумацию УНР-НР пород. В венд-раннем кембрии край Кокчетавского микроконтинента глубоко погрузился в зону субдукции (150—200 км), что привело к УНР-НР метаморфизму (пик около 535 млн лет), а также частичному плавлению его пород. В следующую стадию (535—528 млн лет) сформированные кислые расплавы, включающие блоки УНР-НР пород, вначале быстро (за 1 млн лет) со скоростью до 1 м/год поднялись до глубин 90 км. В следующие 5 млн лет со скоростью 0,6—1 см/год УНР-НР породы достигли уровня основания аккреционной призмы (глубины 60—30 км). Затем, в период 528—500 млн лет УНР-НР породы поднимались вдоль разломных структур нижней коры вследствие заклинивания субдукционной зоны Кокчетавским микроконтинентом. В период 500—480 млн лет УНР-НР породы вошли в состав верхней коры. Этот процесс привел к созданию КСКЗ, которая образована террейнами различных уровней глубинности венд-раннеаренигской субдукционной зоны, разделенными зонами гранат-слоудистых и слюдяных сланцев, бластомилонитов и милонитов. В этот же период произошел перескок зоны субдукции, что привело к формированию ордовикской Степнякской островной дуги. Позднеаренигско-раннекарадокские процессы коллизии микроконтинент—островная дуга (480—460 млн лет) привели к надвиганию КСКЗ на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги и формированию мощного аккреционно-коллизийного орогена, который в результате анатектического плавления был интродуцирован коллизийными гранитами зерендинского комплекса с возрастом 460—440 млн лет.

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

**VENDIAN-EARLY ORDOVICIAN GEODYNAMIC EVOLUTION  
AND MODEL FOR EXHUMATION OF ULTRAHIGH- AND HIGH-PRESSURE ROCKS  
FROM THE KOKCHETAV SUBDUCTION-COLLISION ZONE**  
(northern Kazakhstan)

**N.L. Dobretsov, M.M. Buslov, F.I. Zhimulev, A.V. Travin, and A.A. Zayachkovsky**

The Kokchetav subduction-collision zone (KSCZ) hosting UHP-HP rocks underwent a multistage Vendian-Early Ordovician geodynamic evolution. The subduction of the Paleasian oceanic lithosphere bearing blocks of continental crust and the collision of the Kokchetav microcontinent with the Vendian-Cambrian island-arc system ultimately governed the formation and exhumation of UHP-HP rocks. In the Vendian-Early Cambrian, the margin of the Kokchetav microcontinent deeply subsided into the subduction zone (150–200 km), which led to UHP-HP metamorphism (the maximum at about 535 Ma) and partial melting of its rocks. At the next stage (535–528 Ma), the generated acid melts including blocks of UHP-HP rocks first quickly, at a rate of 1 m/year, ascended to depths of 90 km for 1 Myr. During subsequent 5 Myr, the UHP-HP rocks ascending at a rate of 0.6–1 cm/year reached the base of the accretionary prism (depths of 60–30 km). Then, in the period from 528 to 500 Ma, the UHP-HP rocks ascended along the faulting structures of the lower crust as a result of wedging of the subduction zone of the Kokchetav microcontinent. During the period from 500 to 480 Ma, the UHP-HP rocks became part of the upper crust. This process led to the formation of the KSCZ, which comprises terranes of the Vendian-Early Arenigian subduction zone occurring at different depths, separated by zones of garnet-mica and micaceous schists, blastomylonites, and mylonites. In the same period, there was an overjump of the subduction zone, which led to the formation of the Ordovician Stepanyak island arc. As a result of the Late Arenigian-Early

Caradocian microcontinent-island arc collisions (480–460 Ma), the KSCZ overriden upon the fore-arc trough of the Stepnyak island arc to form a thick accretion-collision orogen, which, having experienced anatexis melting, was intruded by collisional granites of the Zerenda complex 460–440 Ma in age.

*Subduction, collision, diamond-coesite gneisses, eclogites, exhumation, olistostromes, thrusts, nappes, Kokchetav microcontinent*

## ВВЕДЕНИЕ

Северный Казахстан является частью каледонской аккреционно-коллизонной зоны Центральной Азии, расположенной между Восточно-Европейским и Сибирским докембрийскими континентами (рис. 1). Эволюция каледонской структуры в рамках представлений тектоники литосферных плит рассматривалась в работах [1–5]. В составе наиболее крупных сутурных зон Центральной Азии присутствуют комплексы пород ультравысоких и высоких давлений (киргизский с коэситом, кокчетавский с коэситом и алмазом), а также эклогиты и глаукофановые сланцы (см. рис. 1).

Минералогические и геохимические особенности, *P-T-t* тренды эволюции кокчетавских пород ультравысоких и высоких давлений (УНР-НР) и ассоциирующих пород, а также их возрастные датировки формирования и стадий эксгумации описаны в многочисленных публикациях [6–14]. Показано, что кембрийские породы ультравысоких и высоких давлений (коэсит-алмазсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты) структурно и генетически связаны с докембрийскими гранитогнейсами и осадочными породами Кокчетавского микроконтинента. УНР-НР породы относятся к эклогит-сланцево-гнейсовым высокобарическим комплексам, протолитом которых являются породы фундамента и чехла микроконтинента (карбонатно-песчано-сланцевые и песчано-сланцевые породы соответственно шарыкской и кокчетавской свит) [6, 7, 9, 10]. На основании детальных работ с изучением особенностей состава минералов, морфологии микроалмазов и парагенетического анализа минеральных ассоциаций установлено, что давление при формировании алмаз- и коэситсодержащих пород превышало 40 кбар [7–10], а возможно, 60–70 кбар [11–13]. Исходя из этих данных, предполагается, что породы были сформированы в зоне субдукции на глубинах 150–200 км. Важной проблемой является определение причин их выхода на поверхность, а также объяснение высокой скорости их подъема для сохранения высокобарических минералов и ассоциаций. Для объяснения механизма и вероятной высокой скорости подъема с глубин 150–200 км привлекаются различные модели, в том числе связанные с коллизией микроконтинента с островной дугой и реорганизацией зоны субдукции [9, 15, 16], а также образованием крупных надвигов [14] или выдавливанием субгоризонтального клина [11, 13].

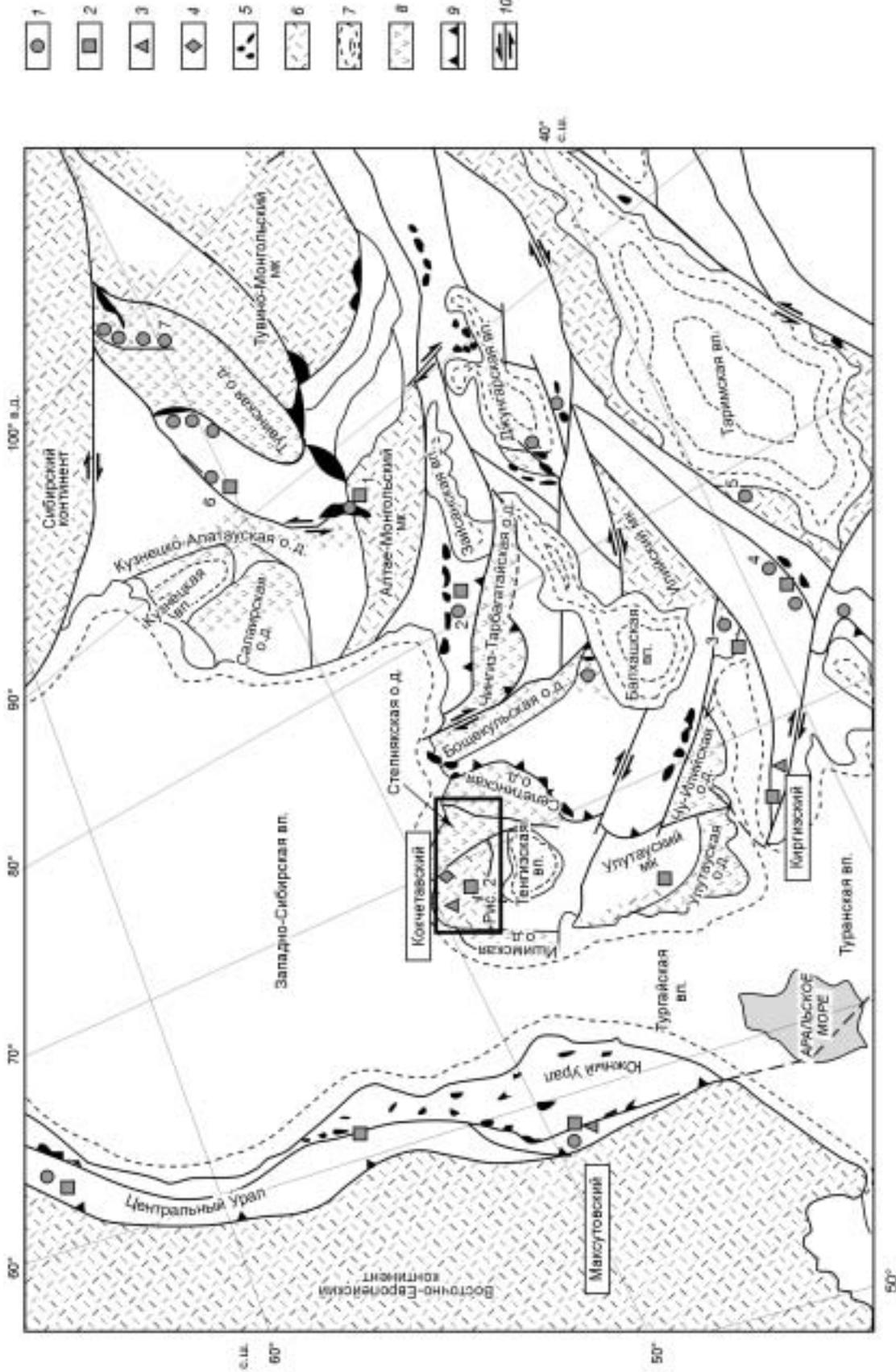
Кокчетавский метаморфический комплекс, осадочные породы шарыкской и кокчетавской свит широко известны в литературе под названием Кокчетавского массива, окруженного слабометаморфизованными палеозойскими образованиями. Детальное структурное изучение Кокчетавского массива привело к интерпретации метаморфического комплекса как мегамеланжа [9, 14, 17], а массива в целом — как сложнодеформированной кембрийско-раннекарадокской субдукционно-коллизонной зоны [14–17].

Настоящая работа обобщает наши предыдущие публикации [9, 10, 14–17] и дополняет их подробной информацией о тектонической эволюции Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны (КСКЗ) в кембрии—раннем ордовике с сопоставлением и корреляцией геологических, геохронологических и петролого-минералогических данных. По нашему мнению, изучение тектонической эволюции КСКЗ может внести решающий вклад в понимание субдукционно-коллизонных процессов, происходящих в системе взаимодействия микроконтинент—островная дуга, а также эксгумации пород ультравысоких и высоких давлений.

Геологическую и структурную основу этого исследования представляют результаты детального геологического картирования ряда участков КСКЗ в период 2001–2005 гг.

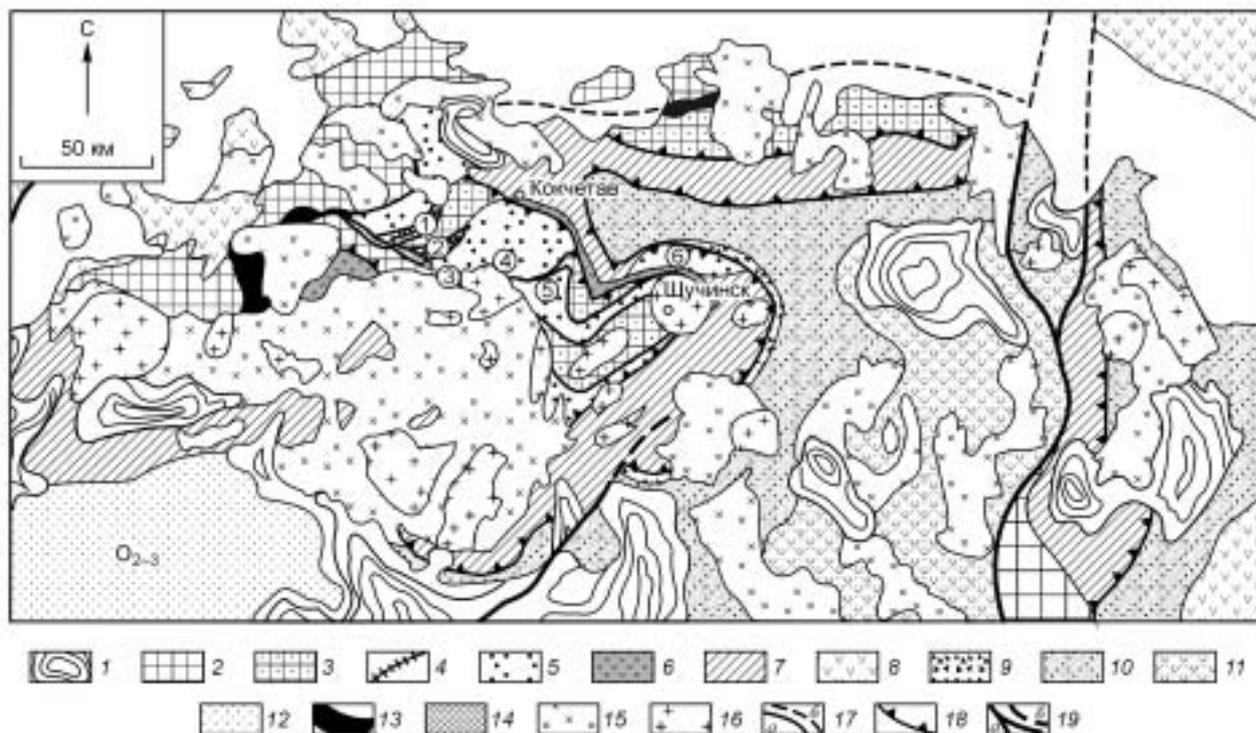
## СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КСКЗ

КСКЗ (рис. 2) представляет собой тектонический коллаж неоднократно деформированных фрагментов одноименного докембрийского микроконтинента, венд-кембрийского мегамеланжа (террейнов палеосубдукционной зоны) и раннеордовикского аккреционного клина [14–17]. Образования венд-кембрийской островной дуги, включающие вулканогенно-осадочные толщи и аккреционные клинья с тектоническими линзами офиолитов, олистостром и блоками докембрийских пород, расположены (см. рис. 2) в современной структуре к западу от КСКЗ (Ишимская островная дуга), а также широко развиты к северо-востоку и востоку в составе Селетинской островной дуги, где частично входят в состав фундамента ордовикской Степнякской островной дуги [18]. В связи со слабой обнаженностью района распространения Ишимской островной дуги, а также наложенными процессами позднепалеозойской крупноамплитудной сдвиговой тектоники, которая сопровождается ороклинальной складчатостью и разворотами блоков [1–5], существует проблема геодинамической интерпретации структуры Центральной Азии в целом, так



**Рис. 1. Главные тектонические структуры Центральной Азии, включая позицию Кочетавской субдукционно-коллизонной зоны, по [3] с изменениями.**

1 — глаукофановые сланцы, 2 — эколгиты, 3 — козгит, 4 — алмаз, 5 — офколгиты, 6 — докембрийские континенты и микроконтиненты (МК), 7 — позднепалеозойско-мезозойские впадины (вл), 8 — венд-кембрийские островные дуги (о.д.), 9 — надвиги, 10 — сдвиги. Надписи в рамках относятся к комплексам пород сверхвысоких давлений. Номера обозначены комплексы пород высоких давлений: 1 — чаган-узунский, 2 — чарский, 3 — актозский, 4 — атбашинский, 5 — аксуйский, 6 — борусский, 7 — окинский.



**Рис. 2. Тектоническая схема Северного Казахстана.**

1 — девонско-позднепалеозойские вулканогенно-осадочные бассейны; 2, 3 — фрагменты Кокчетавского и Шатского (к северо-востоку от г. Кокчетав) микроконтинентов: 2 — с диафторезом в зеленосланцевой фации и 3 — с осадками, метаморфизованными в зоне субдукции до амфиболитовой фации; 4, 5 — мегамеланжевый пояс (террейны палеосубдукционной зоны): 4 — алмазодержащие гнейсы и козситовые эклогиты (цифрами в кружках обозначены террейны: 1 — Барчинский, 2 — Кумдыкольский), 5 — другие террейны, содержащие эклогиты, гранатовые амфиболиты, гранатовые перидотиты среди гранитогнейсов и слюдяных сланцев (3 — Сулутобинский, 4 — Энбек-Берлыкский, 5 — Кулетский, 6 — его аналоги к северу от г. Шучинск в составе аккреционной призмы); 6 — вендские(?) вулканогенно-осадочные породы в составе аккреционной призмы; 7 — раннеордовикская аккреционная призма; 8 — вендско-кембрийские островодужные вулканогенно-осадочные породы (на западе — Ишимской дуги, на востоке — Селетинской дуги); 9 — позднеаренинско-раннекарадокская синтетектоническая олистострома; 10 — ордовикские вулканогенно-осадочные породы Степнякского прогиба; 11 — ордовикские вулканогенные образования Степнянской островной дуги; 12 — средне-, позднеордовикские шельфовые (?) толщи; 13 — позднекембрийско-тремадокские офиолиты златогорского комплекса; 14 — средне-, позднекембрийский красномайский щелочно-ультраосновной комплекс; 15 — силурийско-ордовикские граниты; 16 — девонские граниты; 17 — деформированные плоскости позднекембрийско-раннеордовикских установленных (а) и предполагаемых (б) разломов; 18 — позднеаренинско-раннекарадокский фронтальный надвиг Кокчетавского массива на Степнякский прогиб; 19 — позднепалеозойские сдвиги: а — установленные, б — предполагаемые.

и Северного Казахстана в частности. Эти обстоятельства, несомненно, усложняют выявление направленности венд-кембрийских субдукционных процессов, которые привели к коллизии Кокчетавского микроконтинента с дугой.

По мнению Н.Л. Добрецова, более вероятен вариант с Ишимской островной дугой, как и предполагалось ранее [3, 4, 14, 17]. Это подтверждается также региональными сопоставлениями. Как видно на рис. 1, Ишимская венд-кембрийская островная дуга и ее вероятное продолжение на юг в горах Улутау, Кендыктас и Чу-Илийских на всем протяжении (более 1000 км) контактирует с микроконтинентами (Кокчетавским, Улутау, Мойынкумским), содержащими эклогиты, а иногда УНР породы.

По мнению М.М. Буслова, субдукция шла под Селетинскую островную дугу, так как КСКЗ надвинута на ордовикскую Степнякскую зону, которая заложилась на Селетинской дуге [18]. В этом варианте вероятно последовательная аккреция и коллизия Кокчетавского микроконтинента с последовательно развивавшейся венд-раннеордовикской Селетинско-Степнякской островодужной системой. Возможно, что оба варианта справедливы, если предположить, что к северу от КСКЗ происходит соединение Ишимской и Селетинской дуг, разделенных позднепалеозойскими сдвигами.

Чешуи и блоки УНР-НР пород распространены в двух структурных единицах: 1) в мегамеланжевом поясе, включающем террейны метаморфических пород палеосубдукционной зоны, сформированные на глубинах от 60 до 150—200 км и 2) аккреционной призмы (см. рис. 2), где выявлены эклогиты, сформированные на глубинах около 60 км, совмещенные с тектоническими блоками пород микроконтинента,

офиолитовыми и островодужными террейнами, чередующимися с раннеордовикскими турбидитами, содержащими линзы олистостром [15, 16].

**Мегамеланжевый пояс** образован породами различных уровней глубинности венд-кембрийской субдукционной зоны. На тектонической схеме Северного Казахстана он расположен между слабо измененным фрагментом Кокчетавского микроконтинента и раннеордовикской аккреционной призмой (см. рис. 2). Граница между фрагментом Кокчетавского микроконтинента и мегамеланжевым поясом трассируется цепочкой позднекембрийско-раннеордовикских офиолитов золотогорского комплекса, включающего серию массивов: Дубровский, Новоселовский, Златогорский, Челкарский, Жанадаурский, Шатский, Чеховский. В статье Н.Л. Добрецова и др. [19] детально показано строение супрасубдукционного шалкарского офиолитового комплекса, геохимическая характеристика базальтов, в том числе комплекса параллельных даек, а также приведены данные U-Pb возраста цирконов ( $485 \pm 6$  млн лет) из плагиогранитов, прорывающих расслоенный комплекс габбро-пироксенитов.

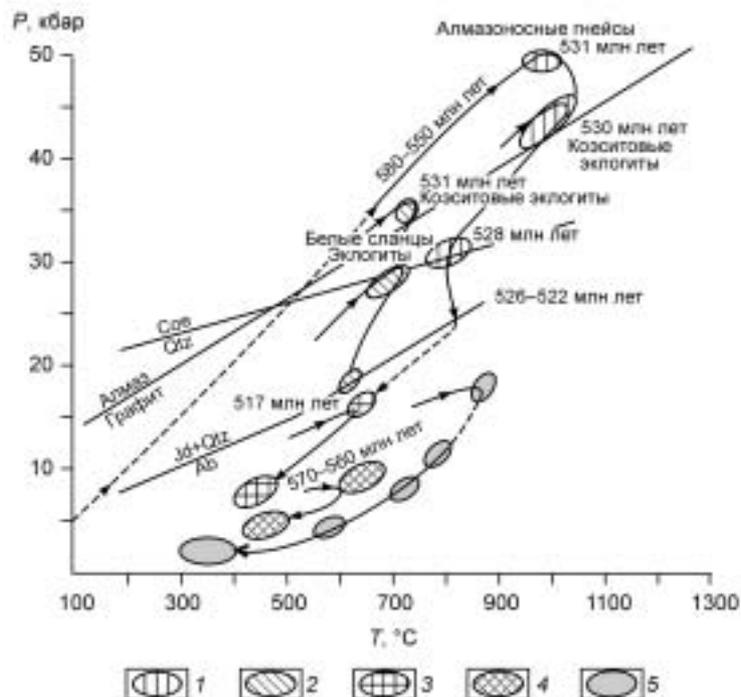
Мегамеланжевый пояс является контрастной структурой, состоящей из чешуй и блоков пород ультравысоких и высоких давлений, разделенных тектоническими пластинами пород Кокчетавского микроконтинента, метаморфизованных до средних давлений. Можно выделить с долей условности пять террейнов: 1) Барчинский, 2) Кумдыкольский, 3) Сулутобинский, 4) Энбек-Берлыкский и 5) Кулетский, в которых распространены УНР-НР и НР породы (см. рис. 2). Террейны 1 и 2, 3 и 4 имеют сходные наборы пород. Террейны (1 + 2), (3 + 4) и 5 характеризуют различные уровни палеосубдукционной зоны, каждый из которых обладает специфическим набором пород и эволюцией *P-T* параметров (рис. 3). В террейнах Кумдыколь и Барчи обнажаются или вскрыты скважинами алмазодержащие породы, в которых  $P = 40\text{—}70$  кбар и  $T = 1100\text{—}1200$  °C [7, 9—11, 13, 17]. В Кулетском и Сулутобинском террейнах породы не содержат алмазов, но местами в них встречается коэсит (на участке к югу от оз. Кулет). В отличие от Кумдыкольского террейна, здесь отсутствуют метакarbonатные породы, но содержатся прослои талькгранатовых, тальк-фенгитовых и других высокомагнезиальных пород [14, 17, 20—22].

Часть пород в перечисленных террейнах метаосадочные и имеют эквиваленты в осадочном чехле Кокчетавского микроконтинента. В частности, алмазодержащие метапелиты и метакarbonатные породы могут являться аналогами черных сланцев и доломитов, богатых битумом и графитистым веществом, которые встречаются в нижней части разреза осадочного чехла микроконтинента, примыкающего к Кумдыкольскому террейну.

В перечисленных террейнах также встречаются метаморфизованные аналоги пород фундамента микроконтинента, представленные милонитизированными гранитогнейсами с линзами эклогитов. В Кумдыкольском террейне они частично переплавлены и пронизаны линзами, жилами, инъекционными мигматитами гранитов, а в Сулутобинском и Кулетском — в разной степени рассланцованы и милонитизированы. За счет гранитогнейсов могла сформироваться часть гранат-слюдистых сланцев, включающих округлые тела эклогитов, гранатовых амфиболитов и амфиболитов. Одним из примеров такого типа

образований являются гранат-слюдистые сланцы с телами эклогитов и других пород в районе пос. Чаглинка, которые отделяют Кумдыкольский террейн от Сулутобинского (см. рис. 2).

Рассматриваемые террейны отличаются также по структурным особенностям и по этапам структурной эволюции [14, 17]. Так, террейны Кумдыколь и Барчи представляют собой структуры ромбовидных горстов с крутым залеганием метаморфической сланцеватости и линейности С-В простирания, параллельно ограничивающим горст разломам, что подтверждается изучением штольни и



**Рис. 3. *P-T* эволюция метаморфических пород (модифицировано по [21]).**

Террейны: 1 — Кумдыкольский, 2 — Кулетский, 3 — Сулутобинский, 4 — Энбек-Берлыкский; 5 — аккреционная призма. Стрелками показана эволюция *P-T* условий во времени, цифры около эллипсов — оценка возраста (см. таблицу и текст). Coe — коэсит, Ab — альбит, Qtz — кварц, Jd — жадеит.

бурением скважин глубиной до 800 м на участке Кумдыколь [14, 17, 23]. Структура Сулутобинского и Кулетского террейнов представлена пологими лежащими складками и деформированными надвигами, которые возникли при транспрессии — одновременном выдавливании пород террейна вверх и в северо-западном направлении. Оси складок и линейность пород в Кулетском террейне имеют преимущественно юго-восточную ориентировку [14, 17]. Террейн Сулутобе образован блоками эклогитов различной величины, включенными в слюдистые сланцы. Эклогиты в краевых зонах превращены в рассланцованные амфиболиты. Между террейнами Сулутобе и Кулет встречаются серпентинитовые сланцы, которые отделяют их от тектонических пластин гранитогнейсов фундамента микроконтинента и милонитизированных гранитогнейсов с телами эклогитов.

Энбек-Берлыкский террейн (берлыкская свита) заметно отличается от других террейнов по составу и возрасту. Он представлен чередованием тектонических пластин трех типов, разделенных гранат-слюдистыми и слюдистыми сланцами и серпентинитовыми меланжами: 1) милонитизированных слюдистых гранитогнейсов с будинами эклогитов и гранатовых амфиболитов, 2) биотит-гранат-кианитовых ( $\pm$ силлиманит) сланцев, включающих будинированные тела коронитов (с коронами граната вокруг клинопироксена и плагиоклаза) и гранатовых амфиболитов, 3) переслаивающихся габбро-амфиболитов и гранат-пироксеновых сланцев, реже перидотитов. Тонкозернистые метаморфические сланцы пластины 2 часто обнаруживают ясную минеральную линейность, обусловленную очень мелкими удлиненными зернами кианита. Эта минеральная линейность обычно ориентирована под прямым углом к слабо развитой мелковолнистой линейности [14, 17]. Линейная структура переориентирована более поздней мезоскладчатостью. Преобладающая ламинарная структура сформирована тонкой мелковолнистой складчатостью, но не обнаруживает интенсивных сдвиговых деформаций. Сдвиговые деформации приурочены обычно к крыльям коробчатых складок, в которых также в больших количествах встречаются кристаллы силлиманита.

Таким образом, в метаморфических сланцах Энбек-Берлыкского террейна выявляется, по крайней мере, три этапа деформации — ранний, подчеркиваемый минеральной линейностью, средний, определяемый мелковолнистой складчатостью, и поздний с интенсивным рассланцеванием на крыльях ко-

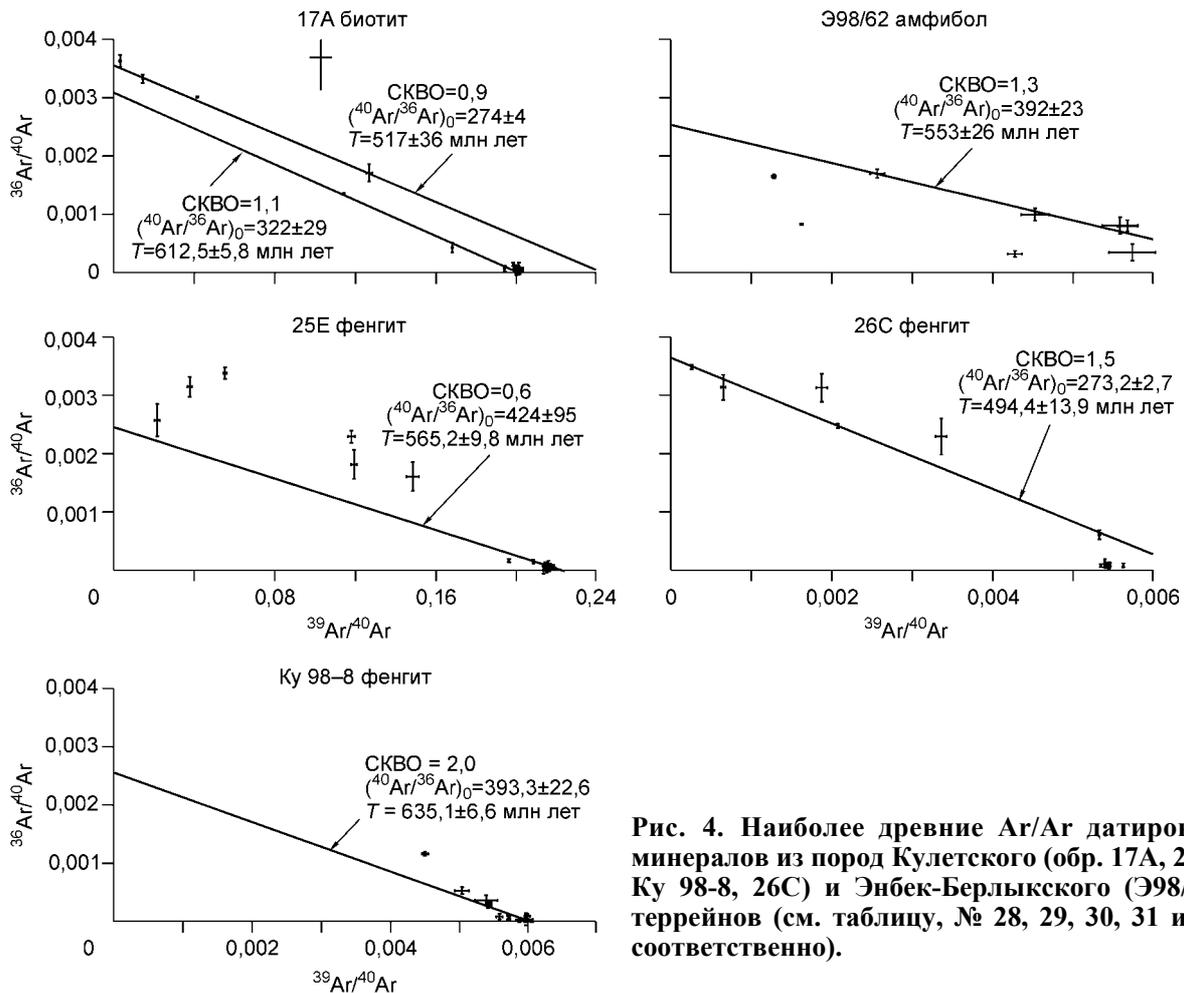


Рис. 4. Наиболее древние Ar/Ar датировки минералов из пород Кулетского (обр. 17А, 25Е, Ку 98-8, 26С) и Энбек-Берлыкского (Э98/62) террейнов (см. таблицу, № 28, 29, 30, 31 и 41 соответственно).

**Результаты геохронологического датирования пород Кокчетавского массива**

№ п/п	Тип породы	Координаты	Минерал	Метод	Возраст (млн лет), источник
1	2	3	4	5	6
<b>Террейн Кумдыколь</b>					
1	Амфиболитизированный эклогит	N53°08'13", E68°57'40"	Роговая обманка	Ar/Ar изохрона	664 ± 2 [34]
2	»	»	»	Ar/Ar плато	~651 ± 7 [34]
3	Кварцевый эклогит	»	»	Ar/Ar изохрона	643,4 ± 1,1 [32]
4	Ti-клиногумитсодержащие гранатовые перидотиты	»	Метаморфическая часть циркона	U/Pb SHRIMP	554—494 [33]
5	Алмазсодержащие гнейсы и коэзитсодержащие эклогиты	»	Циркон	»	537 ± 7 [33]
6	Эклогит	»	Гранат-пироксен	Sm-Nd изохрона	535 ± 3 [21]
7	»	»	»	»	533 ± 20 [38]
8	Алмазоносный гнейс	»	Циркон, ядро	U/Pb SHRIMP	2000—580 [27]
			Метаморфическая кайма		530 ± 7 [27]
9	Гранат-мусковит-кианит-кварцевый сланец	»	Мусковит	Ar/Ar плато	529,4 ± 1,0 [36]
10	Биотитсодержащий амфиболитизированный эклогит	»	Биотит	»	528,3 ± 0,9 [34]
11	Высокотемпературные эклогиты	»	Гранат-пироксен	Sm-Nd изохрона	528 ± 7 [29]
12	Алмазоносный гнейс	»	Оболочка циркона, несущая включения минералов гранулитовой фации	U/Pb SHRIMP	528 ± 8 [28]
13	»	»	Оболочка циркона, несущая HP-минеральные включения	»	527 ± 5 [28]
14	»	»	Оболочка циркона, предположительно амфиболитовой фации	»	526 ± 5 [28]
15	Кварц-мусковит-плагиоклазовый гнейс	»	Мусковит	Ar/Ar плато	525,3 ± 0,9 [34]
16	Алмазоносный гнейс	»	»	»	517,1 ± 5,4 [31]
17	»	»	»	»	515 ± 5 [21]
18	Гранат-биотит-кварцевый сланец	»	Биотит	»	511,4 ± 0,9 [34]
19	Алмазоносный гнейс (гранат, биотит, кварц, плагиоклаз, мусковит)	»	»	»	510,8 ± 0,9 [36]
20	Гранитогнейсы, вмещающие алмазоносные блоки	»	Циркон	U/Pb	505—510 ± 5 [30]
21	Гранат-биотитовый гнейс	»	Биотит	Ar/Ar плато	510,3 ± 0,9 [34]
22	Гранат-мусковит-кианит-кварцевый сланец	»	Мусковит	»	509,4 ± 0,9 [36]
23	Гранат-кианит-мусковит-биотитовая порода	»	»	»	508,9 ± 0,9 [34]
24	Алмазоносные гнейсы	»	Каймы циркона, содержащие низкобарические минералы (амфиболитовая фация)	U/Pb SHRIMP	507 ± 8 [33]
25	Гранат-биотитовый гнейс	»	Мусковит	Ar/Ar плато	506,6 ± 0,9 [34]
26	Гранат-мусковит-плагиоклаз-кварцевый ортогнейс	»	»	»	506,9 ± 0,9 [34]
27	Гранат-биотитовый гнейс	»	Биотит	Ar-Ar изохрона	483,9 ± 0,9 [34]

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6
<b>Террейн Кулет</b>					
28	Гранат-кианит-слюдистый сланец с коэситом	N53°00'36", E69°30'38"	Фенгит (рис. 4, Ку 98-8)	Ag/Ag плато	634,8 ± 1,1 [22]
				Ag/Ag изохрона	635,1 ± 6,6 [22]
29	Гранат-биотитовый сланец	»	Биотит (рис. 4, 17А)	Ag/Ag плато	612 ± 0,9 [22]
				Ag/Ag изохрона	517 ± 36 [22]
30	Гранат-кианит-слюдистый сланец	»	Фенгит (рис. 4, 25Е)	Ag/Ag плато	569,8 ± 1,3 [22]
				Ag/Ag изохрона	565,2 ± 9,8 [22]
31	»	»	» (рис. 4, 26С)	Ag/Ag плато	565,1 ± 1,5 [22]
				Ag/Ag изохрона	494,4 ± 13,9 [22]
32	Амфибол-гранат-цоизитовая порода	»	»	Sm-Nd изохрона	522 ± 5 [29]
33	Гранитогнейс	»	Биотит	Ag/Ag плато	521,5 ± 3,9 [22]
34	Гранат-кианит-слюдистый сланец	»	Фенгит	Ag- Ag плато	519,3 ± 1,8 [29]
35	Пироп-талк-кианит-биотитовый сланец	»	Биотит	»	504,7 ± 1 [34]
36	Гранат-мусковит-биотит-кварцевый сланец	»	Мусковит	»	499 ± 3 [34]
<b>Террейн Сулутобе</b>					
37	Цоизитовый амфиболит по эклогиту	N53°04'52", E69°11'53"	Амфибол	Ag/Ag плато	512 ± 0,9 [34]
38	Слюдистый гранитогнейс	»	Фенгит	»	469 ± 1,8 [37]
39	Эклогит	»	Гранат-пироксен	Sm-Nd изохрона	465 ± 32 [31]
40	Амфиболизированный эклогит	»	Амфибол	Ag/Ag плато	435 [37]
<b>Террейн Эмбек-Берлык</b>					
41	Гранатовые амфиболиты с коронарной структурой	N53°04'14", E69°20'30"	Амфибол (рис. 4, Э98/62)	Ag/Ag плато	623 ± 21 [37]
				Ag/Ag изохрона	553 ± 26 [37]
42	Гранитогнейс	»	Биотит	Ag/Ag плато	531 ± 21 [37]
43	Гранат-слюдистый сланец из разломной зоны	N53°08'08", E69°11'38"	Мусковит (рис. 5, 03-136)	Ag/Ag плато	492,3 ± 4,8 Новые данные
				Ag/Ag изохрона	495,5 ± 6,0 Новые данные
44	Кварц-гранат-слюдистая порода из разломной зоны	N53°08'32", E69°12'38"	» (рис. 5, 3-17)	Ag/Ag плато	486,3 ± 4,6 Новые данные
				Ag/Ag изохрона	473,7 ± 7,2 Новые данные
45	Гранитогнейс	N53°04'14", E69°20'30"	Мусковит	Ag/Ag плато	486 ± 9 [39]
46	Слюдистый сланец из разломной зоны	N53°08'36", E69°12'38"	» (рис. 5, 3-16)	Ag/Ag плато	485,3 ± 4,9 Новые данные
				Ag/Ag изохрона	484,6 ± 5,5 Новые данные
47	Калишпатовый бластомилонит по гнейсу	N53°03'19", E69°23'31"	Биотит (рис. 5, 3-108)	Ag/Ag плато	484,8 ± 4,5 Новые данные
				Ag/Ag изохрона	446 ± 35 Новые данные
48	Гранат-кварц-мусковитовый сланец из разломной зоны	N53°08'12", E69°11'44"	Мусковит	Ag/Ag плато	484,2 ± 4 [24]
				Ag/Ag изохрона	484,4 ± 3,9 [24]

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6
49	Кварц-мусковитовый сланец из разломной зоны	N53°08'24", E69°12'47"	Мусковит	Ag/Ag плато	481,9 ± 4,0 [24]
50	Слюдяной сланец по гнейсу	N53°04'59", E69°16'52"	» (рис. 5, 3-63)	Ag/Ag плато	481,9 ± 4,7 Новые данные
				Ag/Ag изохрона	483,3 ± 5,8 Новые данные
51	Кварц-мусковитовый сланец из разломной зоны	N53°08'16", E69°14'49"	Мусковит	Ag/Ag плато	481,6 ± 4,0 [24]
				Ag/Ag изохрона	481,2 ± 2,8 [24]
52	Гранат-кварц-мусковитовый сланец из разломной зоны	N53°08'50", E69°12'40"	»	Ag/Ag плато	480,4 ± 3,9 [24]
				Ag/Ag изохрона	479,2 ± 2,9 [24]
53	Кварц-мусковитовый сланец из разломной зоны	N53°04'24", E69°20'13"	»	Ag/Ag плато	478,9 ± 3,9 [24]
				Ag/Ag изохрона	475,9 ± 9,0 [24]
54	Кварц-гранат-кианитовый сланец	N53°04'14", E69°20'30"	»	Ag/Ag плато	477,8 ± 5,3 [37]
<b>Даулетская свита</b>					
55	Кварц-гранат-силлиманит-мусковитовый сланец	N53°00'36", E69°30'38"	Циркон	U/Pb SHRIMP	516—461 [33]
56	Биотит-кордиеритовый сланец	»	Биотит	Ag/Ag плато	402 ± 5,1 [39]
57	Биотитовый сланец	N53°04'52", E69°11'53"	»	»	396 ± 6 [37]
<b>Фрагмент Кокчетавского микроконтинента</b>					
58	Слюдистые гранитогнейсы из обрывов Чаглинского водохранилища	N53°13'43", E69°15'13"	Фенгит	»	498 ± 2,2 [37]
59	Амфиболиты из этих же гранитогнейсов	»	Амфибол	»	516,6 ± 6,2 [37]
<b>Аккреционная призма</b>					
60	Слюдистые сланцы по кварцитам кокчетавской свиты в районе дер. Чайкино	N53°17'27", E69°15'45"	Мусковит	»	487,6 ± 3,5 [15]
61	То же	N53°16'42", E69°20'50"	»	»	478 ± 4,4 [15]
62	Слюдистые сланцы в зоне разлома между кварцитами кокчетавской свиты и раннеордовикскими кремнистыми отложениями в районе с. Александровка	N53°06'45", E69°52'10"	»	»	489,7 ± 3,1 [15]
63	Слюдистые сланцы по кварцитам кокчетавской свиты в районе с. Жанаталап	N53°08'52", E70°36'11"	»	»	488,7 ± 3,5 [15]
64	Гранитогнейсы в зоне разлома вблизи амфиболитованных эклогитов	Район оз. Майбалык	Циркон	U/Pb	~450 [39]

робчатых складок и появлением силлиманита [14, 17]. Детально строение Энбек-Берлыкского террейна и геохронологический возраст приразломных слюдистых и гранат-слюдистых сланцев рассмотрены в статье И. де Граве и др. [24]. Однако отметим, что в этом террейне на основе Ag-Ar возраста установлены только древние (вендские) и раннеордовикские генерации пород (рис. 4, таблица). И только в одном случае получена кембрийская датировка в 531 млн лет, согласующаяся с подобными датировками, широко распространенными в других террейнах. Также отсутствуют UHP породы, редко встречаются эклогиты в гранитогнейсах и слюдистых сланцах.

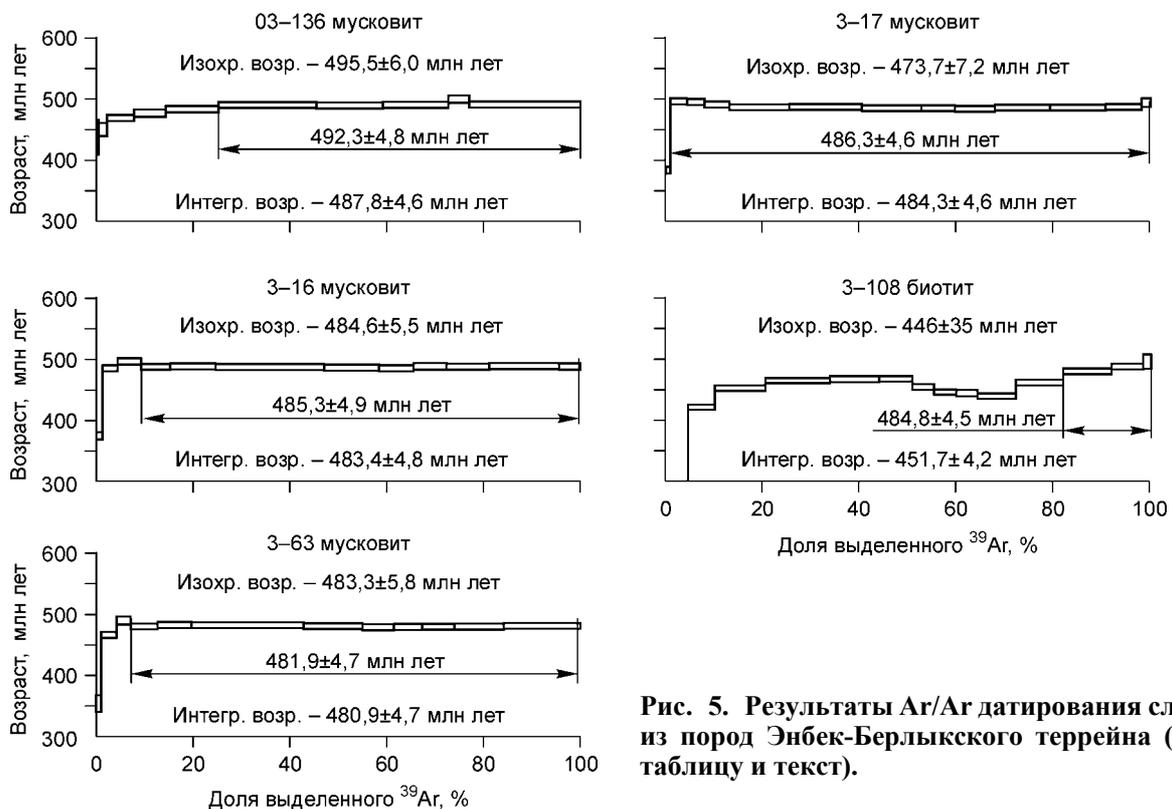
**Аккреционный комплекс** ограничивает с востока Кокчетавский метаморфический пояс (см. рис. 2) и представлен смятыми в складки тектоническими пластинами и чешуями, сложенными раннеаренигской олистостромой, вендско-раннекембрийскими(?) вулканогенно-осадочными породами островодужного состава, амфиболитизированными габбро и гнейсами, кварц-мусковит-микроклиновыми гнейсами (с телами гранатовых амфиболитов и эклогитов), слюдястыми кварцитами, серпентинитовыми сланцами, офиолитовыми габбро и базальтами венд-раннекембрийского возраста. Ограничения пластин и чешуй трассируются зонами бластомилонитов, милонитов и слюдястых сланцев с возрастом 500—485 млн лет [15, 16].

На наш взгляд, важным является выделение в составе Кокчетавского массива ассоциации вышеперечисленных пород, которая сформировалась в условиях аккреционного клина в раннем ордовике, о чем свидетельствует возраст формирования олистостром, турбидитов и слюд из метаморфических сланцев разломных зон.

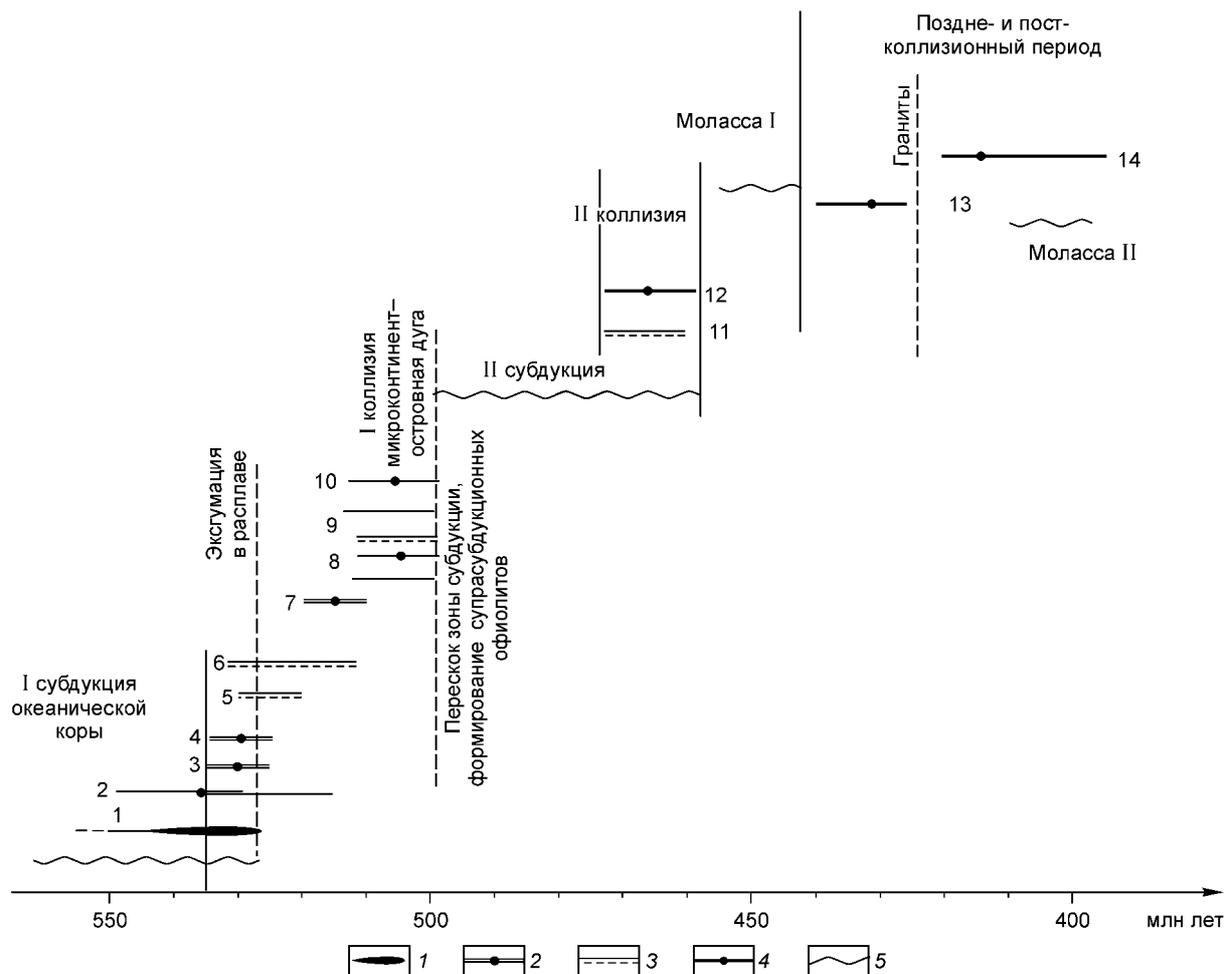
### ***P-T* ЭВОЛЮЦИЯ И ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД КСКЗ**

Для определения *P-T* эволюции УНР-НР пород использовались минералогические термобарометры для карбонатных пород, эклогитов и титанклиногумит-гранат-оливиновых пород, а также *P-T* оценки ранней регрессивной стадии для метакарбонатных пород, гранитогнейсов и слюдяных сланцев (см. рис. 3) [13, 17—19]. Опубликованные и новые возрастные датировки (см. таблицу, рис. 4, 5) обобщены и сопоставлены с геодинамическими стадиями формирования пород Кокчетавского массива (рис. 6).

Как отмечалось, УНР-НР породы Кумдыкольского террейна сформированы при  $P = 40\text{—}70$  кбар и  $T = 1100\text{—}1200$  °С, что соответствует глубинам 150—200 км. Возрастные датировки УНР-НР и вмещающих пород (см. таблицу) основаны на изучении цирконов из гнейсов методом SHRIMP [29], эклогитов Sm-Nd методом [17, 29], U-Pb датированием цирконов из вмещающих гнейсогранитов [30], слюд из сланцев и гнейсов Ar-Ag методом [31, 32]. Исследование цирконов с помощью катодоллюминесценции и метода SHRIMP [28, 33] показало их резкую зональность. При этом центральные части зерен циркона из алмазсодержащих гнейсов и коэситовых эклогитов, которые характеризуют прогрессивную стадию метаморфизма, имеют возраст  $537 \pm 7$  млн лет, а кайма, содержащая низкобарические минералы амфиболитовой фации —  $507 \pm 7$  [33]. Близкий возраст высокобарического метаморфизма получен Sm-Nd методом по эклогитам —  $535 \pm 3$  млн лет [29]. Ранее [27] в каймах цирконов, содержащих включения алмазов, выявлен возраст  $530 \pm 7$  млн лет, а в ядрах определены разные возрасты: от 580 до 2000 млн лет. В каймах цирконов [28], которые несут НР-минеральные включения, определен возраст в  $527 \pm 5$  млн лет,



**Рис. 5. Результаты Ar/Ag датирования слюд из пород Энбек-Берлыкского террейна (см. таблицу и текст).**



**Рис. 6. Схема сопоставления геохронологических датировок (1—14) и геодинамических этапов формирования Кокчетавского массива.**

1 — Срх-Gr из эклогитов, Sm-Nd; 2 — цирконы из алмаз-коэситовых гнейсов, SHRIMP; 3 — цирконы из гнейсов, SHRIMP; 4 — зональные цирконы из гнейсов, SHRIMP; 5 — Mu и Bi в гнейсах, Ar-Ar; 6 — Bi и Hbl в гранитах, вмещающих тела УНР-НР пород, Ar-Ar; 7 — внешние зоны цирконов из УНР-НР пород, SHRIMP; 8 — цирконы из гранитов, вмещающих УНР-НР породы; 9 — Mu и Bi в ретроградных гнейсах, Ar-Ar; 10 — цирконы первого этапа метаморфизма в дуалетской свите, SHRIMP; 11 — Mu и Amph зон надвигов, Ar-Ar и K-Ar; 12 — граниты зерендинского комплекса, K-Ar и Rb-Sr; 13, 14 — граниты золотоношского и балкашинского комплексов, K-Ar и Rb-Sr. Методы датирования: 1 — Sm-Nd, 2 — по цирконам, 3 — Ar-Ar, 4 — K-Ar, 5 — геологические.

включения гранулитовой фации —  $528 \pm 8$  млн лет и включения амфиболитовой фации —  $526 \pm 5$  млн лет. И только узкие краевые каемки в этих же цирконах показывают возраст  $518 \pm 8$  и  $517 \pm 9$  млн лет. Направленная и закономерная картина зональности во всех зернах цирконов, смена состава минеральных включений позволили предположить [28], что к  $526 \pm 3$  млн лет УНР-НР породы были эксгумированы до условий амфиболитовой фации ( $P = 5-8$  кбар и  $T = 600-650$  °С, глубина около 35 км). Период эксгумации с глубин более чем 140 км до глубины в 35 км оценивается в 6 млн лет, а скорость — более чем 1,8 см/год. Критическим является возраст 522 млн лет, определенный для цирконов из мигматитов (устное сообщение А.В. Корсакова). Это означает, что кристаллизация „рубашки“ расплавов, выносивших алмаз-содержащие породы до коровых условий, продолжалась в интервале 526—522 млн лет.

Значения возрастов краевых каемок в цирконах 517—518 млн лет совпадают с нижним пределом Ar-Ar датировок слюд из гранитогнейсов, гнейсов и сланцев, вмещающих и ассоциирующих с УНР-НР породами Кумдыкольского террейна (517—499 млн лет) (см. таблицу). U-Pb-датирование цирконов [23] из вмещающих алмазы гранитогнейсов позволило определить их возраст в пределах  $505-510 \pm 5$  млн лет. Можно предположить, что в период 522—499 млн лет Кумдыкольский терреин находился в условиях интенсивных тектонических деформаций, что сопровождалось формированием гранат-слюдистых и

слюдистых сланцев, милонитизацией, частичным плавлением или кристаллизацией поздних порций расплавов.

Кулетский террейн состоит [20, 22] из коэситовых гранат-фенгитовых, гранат-фенгит-кианитовых сланцев, тальк-фенгитовых и других слюдистых сланцев, биотит-кианит-гранатовых гнейсов, содержащих блоки эклогитов и гранатовых амфиболитов. Для эклогитов Кулетского террейна выявлены [20] следующие  $P$ - $T$  параметры:  $P = 28$ — $31$  кбар и  $T = 660$ — $740$  °С), для гранатовых амфиболитов  $P = 7$ — $13$  кбар и  $T = 540$ — $720$  °С. Существующие  $Ar$ - $Ar$  датировки (см. таблицу) пород Кулетского и Энбек-Берлыкского террейнов показывают две генерации цифр. Так, для фенгитов из слюдистых сланцев определены возрасты:  $565 \pm 1,5$  и  $519,3 \pm 1,8$  млн лет, для биотита из гнейсов —  $521 \pm 3,9$  млн лет. Древние возрасты:  $634,8 \pm 1,1$ ,  $569,8 \pm 1,3$  и  $612 \pm 0,9$  млн лет получены соответственно по фенгиту из коэситового гранат-кианит-слюдистого и гранат-кианит-фенгитового сланца и по биотиту из биотит-гранат-кианитового сланца.

Сулутобинский террейн состоит из милонитизированных фенгитовых гнейсов, в которые включены тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Геохронологическое изучение террейна пока проведено слабо (см. таблицу). Эклогиты этого террейна ( $P = 14$ — $16,5$  кбар и  $T = 700$ — $860$  °С) [19] были сформированы в зоне субдукции на глубинах около 50—40 км.

Метаморфические сланцы толщи Энбек-Берлыка сформированы в коровых условиях при  $P = 7$  кбар и  $T = 650$ — $700$  °С, что соответствует глубинам 20—25 км. Сходство с кривой эволюции аккреционного клина (см. рис. 3) может свидетельствовать, что и энбек-берлыкские сланцы были сформированы в коллизионной обстановке. Новые определения  $Ar$ - $Ar$  возраста слюд 490—485 млн лет, которые развиваются по приразломным зонам Энбек-Берлыкского террейна (см. рис. 5) [24], могут датировать возраст совмещения Сулутобинского и Энбек-Берлыкского террейнов. В последнем присутствуют линзы пород с докембрийскими датировками (623—565 млн лет) по слюдам  $Ar/Ar$  методом (см. рис. 4, таблицу), как и в Кулетском террейне.

Изохроны наиболее древних датировок метаморфических пород Кулетского и Энбек-Берлыкского террейнов представлены на рис. 4. Следует заметить, что во всех перечисленных случаях значения возраста, рассчитанные методом изохронной регрессии, как правило, согласуются с возрастом плато. Таким образом, внутренние критерии  $Ar$ - $Ar$  метода не позволяют выявить наличие в минералах захваченного избыточного  $^{40}Ar$ . Различные возрасты плато и изохроны (623 и 553 млн лет) обр. Э98/62 могут быть объяснены проявлением двух этапов метаморфизма (см. таблицу и рис. 4).

Реконструированная  $P$ - $T$  эволюция пород КСКЗ (см. рис. 3) построена с использованием вышеперечисленных возрастных датировок. Следует отметить, что  $P$ - $T$  эволюция и возраст пород (531—525 млн лет) Кумдыкольского террейна отличны от других террейнов. Лишь одна  $Ar$ - $Ar$  дата из террейна Энбек-Берлык показывает 531 млн лет. Тренд  $P$ - $T$  параметров эклогитов Кулетского террейна близок к таковым из Кумдыкольского террейна, но отличается меньшими значениями. Следует отметить, что цифры 565—580 млн лет, встречающиеся в разных террейнах, совпадают с наиболее молодыми датировками (580 млн лет) ядер цирконов из алмазоносных гнейсов [27] и могут фиксировать проявление вендской субдукции. Что означают древние цифры (635—565 млн лет) в Кулетском и Энбек-Берлыкском террейнах пока не ясно, возможно, что они отвечают раннему этапу субдукции Кокчетавского микроконтинента или отражают избыточный аргон в минералах.

Если предположить, что  $K/Ar$  изотопная система минералов сохранила память о возрасте их формирования во время субдукции, можно с помощью численного моделирования оценить интенсивность позднего термического воздействия. При температуре наложенного метаморфизма, равной 600 °С, для того чтобы потери радиогенного аргона минералом по механизму объемной диффузии были незначительными, продолжительность прогрева не должна была превышать 1 млн лет. Это обстоятельство необходимо учитывать при выборе модели тектонотермальной эволюции террейна.

Плоскости разрывных нарушений аккреционного клина трассируются зонами милонитов, бластомилонитов, низкотемпературных (300—400 °С) мусковит-хлоритовых сланцев с возрастом 500—485 млн лет [15, 16]. Этот возраст соответствует завершающему этапу формирования аккреционной призмы и диафорезу эклогитов при выводе их к поверхности.

В целом деформированные в складки тектонические пластины мегамеланжевого пояса и аккреционного комплекса надвинуты на расположенные к северу раннекародокские толщи Степнякского прогиба и деформируют структуру автохтона. Передовой надвиг маркируется маломощными (до первых десятков метров) линзовидными телами серпентинитового меланжа и тектоническими линзами позднеаренигско-раннелланвирнской олистостромы (см. рис. 2).

#### КЕМБРО-ОРДОВИКСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КСКЗ И МОДЕЛЬ ЭКСГУМАЦИИ УНР-НР ПОРОД

Литосферная плита Палеоазиатского океана включала микроконтиненты и террейны гондванского происхождения, амальгамация которых в кембрии, а затем в среднем палеозое сформировала в конечном

итоге Казахстанский составной континент [1—5]. На примере Северного Казахстана предлагается двухстадийная субдукция коры Палеоазиатского океана. Приведенные в статье новые и опубликованные данные позволяют выделить в эволюции Кокчетавской субдукционно-коллизонной зоны несколько стадий, которые происходили на фоне субдукции коры Палеоазиатского океана в венд-кембрийское время, возможно, под единую Ишимско-Селетинскую островную дугу и в ордовике под Степнякскую островную дугу (см. рис. 6, 7). Начало субдукционного процесса (580—550 млн лет) зафиксировано в венд-раннекембрийских вулканогенно-осадочных породах и некоторых датировках высокобарических пород в Кумдыкольском, Кулетском и Энбек-Берлыкском террейнах (см. рис. 4, таблицу). В раннем кембрии (пик около 535 млн лет назад) край Кокчетавского микроконтинента погрузился до глубин 150—200 км, что привело к формированию УНР-НР пород, кислых и карбонатитовых расплавов. Возможно, что в это время Кокчетавский микроконтинент совместно с океанической плитой наиболее погружался в зону субдукции. Произошло наибольшее погружение утоненного края микроконтинента, что привело к метаморфизму, а также частичному плавлению пород. УНР-НР породы расположены среди мигматитов и гранитогнейсов, составляя от нескольких до 30 % их объема, что позволяет предполагать начальную „быструю“ эксгумацию алмазодержащих высокоглиноземистых и доломитовых метаосадков, гнейсов и эклогитов в „рубашке“ кислых и карбонатитовых расплавов. Как отмечалось выше, направленная и закономерная картина зональности во многих зернах цирконов, смена состава минеральных включений позволили предположить [23, 28], что от условий высокобарического метаморфизма (около  $531 \pm 3$ — $526 \pm 2$  млн лет) до условий амфиболитовой фации (около  $526 \pm 3$ — $522$  млн лет) породы Кумдыкольского террейна были эксгумированы за 3—6 млн лет со скоростью более чем 1,8 см/год. Чтобы обеспечить сохранность высокобарических ассоциаций, зональность в минералах и агрегацию азота в алмазах, эксгумация ультравысокобарических эклогит-сланцево-гнейсовых комплексов пород с глубин верхней мантии на ранней стадии должна была происходить очень быстро [23, 26]. На начальной стадии она могла достигать 1 м в год [10, 23, 36]. В таком случае следует, что породы поднимались в интервале глубин верхней мантии от 200—150 до 60 км вдоль плоскости субдукции за период около 1 млн лет. За следующие приблизительно 5 млн лет скорость понизилась до 0,6—1,0 см/год в связи с вхождением УНР-НР блоков в „рубашку“ расплавов в состав земной коры, и величина подъема составила 30 км (интервал глубин от 60 до 30 км). Подробнее эта модель и ее обоснование изложены в работах [23, 36].

Возраст цирконов, слюд и роговой обманки из гранитогнейсов, кристаллизовавшихся из расплавов, соответствует интервалу 522—500 млн лет (см. таблицу). В этот период завершилась коллизия Кокчетавского микроконтинента с островной дугой и выдавливание клиновидной структуры между ними, состоящей из террейнов Кумдыколь, Барчи, Кулет и Сулутобе, со средней скоростью около 0,2 см/год (отдельные фазы могли быть заметно быстрее). Затем (500—480 млн лет) началось формирование новой островной дуги и аккреционной призмы [15, 16], а также деформации Энбек-Берлыкского террейна в мегамеланжевой зоне. Обстановка сжатия сочеталась с обстановкой растяжения в задуговом бассейне. Этому предшествовал, как отмечалось, перескок зоны субдукции в тыловую часть микроконтинента, что привело к реорганизации субдукционной зоны и формированию супрасубдукционных офиолитов золотогорского комплекса (см. рис. 7) и, в частности, шалкарских офиолитов [19].

Заглубление зоны субдукции привело (480—460 млн лет) к развитию ордовикской Степнякской островной дуги с полной риолит-дацит-андезит-базальтовой серией, затем к закрытию Златогорской зоны растяжения и коллизией микроконтинент—островная дуга. В связи с тем, что в зону субдукции погрузилась уже утолщенная часть микроконтинента, произошло ее заклинивание, выдавливание террейнов различных уровней палеосубдукционной зоны вдоль ретрошарьяжных зон, скучиванию и шарьярованию в аккреционной призме с формированием КСКЗ. Заключительная коллизия привела к надвиганию КСКЗ на Степнякский преддуговой прогиб и формированию мощного коллизонного орогена, что привело к выплавлению гранитов зерендинского комплекса с возрастом 460—440 млн лет в его корневых частях [41], т. е. граниты на 20 млн лет моложе рассматриваемых деформаций, связанных с коллизией микроконтинент—островная дуга. По оценкам О.М. Розена и В.С. Федоровского [42], 25—20 млн лет — это временной интервал, необходимый для термальной релаксации, приводящей к саморазогреву и выплавлению коллизонных анатектических гранитов в утолщенной коллизонной структуре.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Приведенные в статье новые данные и обобщения позволяют авторам рассматривать тектонику и геодинамику Северного Казахстана как многоэтапное проявление субдукционных и коллизонных событий, произошедших в венде—раннем ордовике в результате вхождения в зону субдукции крупного континентального блока. Показано, что КСКЗ состоит из разновозрастных террейнов палеосубдукционной зоны, поднятых с глубин 150—200 км и совмещенных в разное время от 520 до 480 млн лет. Широкое развитие позднекембрийско-раннеордовикской милонитизации по палеосубдукционным породам, позднекембрийско-раннеордовикских гранат-слюдящих и слюдящих пород, трассирующих глубинные

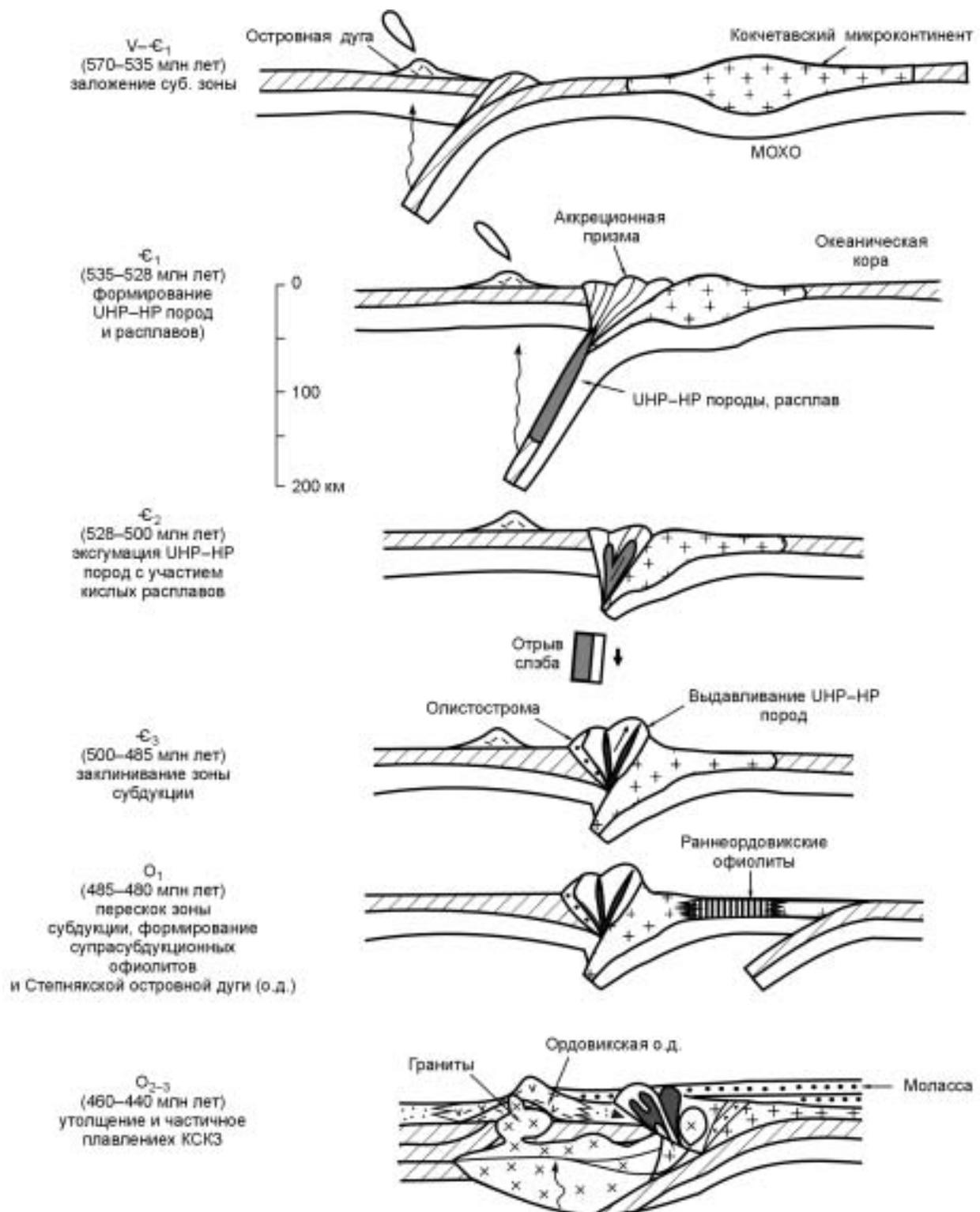


Рис. 7. Схема двухэтапной коллизии микроконтинент—островная дуга.

уровни разломных зон, а также приповерхностных раннеордовикских образований, таких как олистостромы, позволяют сделать вывод, что террейновая структура КСКЗ окончательно была сформирована в раннем ордовике.

На основе приведенных данных предлагается следующая модель венд-раннеордовикской тектонической эволюции и эксгумации УНР-НР Кокчетавского массива (рис. 7). Субдукция литосферы Палеоазиатского океана, содержащей блоки континентальной коры, и коллизия Кокчетавского микроконтинента с венд-ордовикской островодужной системой в конечном итоге определили формирование и эксгумацию УНР-НР пород. Начало субдукционного процесса происходило в венде. В раннем кембрии (пик около 535 млн лет назад) край Кокчетавского микроконтинента глубоко погрузился в зону субдукции (150—200 км), что привело к УНР-НР метаморфизму, а также частичному плавлению его пород. В следующую стадию (535—528 млн лет) сформированные кислые и карбонатитовые расплавы, включающие блоки УНР-НР пород, вначале быстро (за 1 млн лет) со скоростью до 1 м/год поднялись до глубин в 90 км, что позволило сохраниться высокобарическим ассоциациям. В следующие 5 млн лет со скоростью 0,6—1 см/год УНР-НР породы достигли уровня основания аккреционной призмы (глубины до 60—30 км). Затем, в период 528—500 млн лет УНР-НР породы поднимались вдоль разломных структур вследствие заклинивания субдукционной зоны Кокчетавским микроконтинентом. Этот процесс привел к созданию мегамеланжевого пояса, который представляет различные уровни глубинности (террейны) венд-кембрийской субдукционной зоны. В период 500—485 млн лет основные тектонические движения были сосредоточены в аккреционной призме и частично в мегамеланжевой зоне. В это же время (500—480 млн лет) произошел перескок зоны субдукции, что привело к формированию Степнякской островной дуги. Перескок зоны субдукции привел к формированию супрасубдукционных(?) раннеордовикских офиолитов златогорского комплекса (485—480 млн лет). Позднеаренигско-раннекарадокские коллизионные процессы микроконтинент—островная дуга (490—460 млн лет) привели к надвиганию аллохтонов, сложенных породами мегамеланжевого пояса и аккреционной призмы на преддуговой прогиб Степнякской островной дуги, формированию олистостром и окончательного облика коллизионно-аккреционного орогена, который в результате утолщения подвергся интенсивной гранитизации в период 460—440 млн лет.

Приведенная в статье модель эксгумации УНР-НР пород не совпадает с моделью выдавливания горячего мантийного клина, изложенной в работах [12, 13], и ближе к интерпретации, изложенной в работах [32, 34].

Одним из нерешенных вопросов остается геодинамическая природа метаморфизма даулетской свиты, сложенной кварц-гранат-силлиманит-мусковитовыми, биотит-кордиеритовыми и биотитовыми сланцами. Важным является проведение дополнительно датирования свиты в различных структурных положениях. По мнению [12, 13], даулетская свита — это метаморфизм подошвы горячих покровов, сложенных УНР-НР породами. Мы рассматриваем метаморфизм даулетской свиты как многоэтапный. Первый этап (515—460 млн лет [33]), по нашему мнению, связан с формированием сланцев по породам палеосубдукционной зоны на конечной стадии коллизии микроконтинент—островная дуга. Он предшествовал разогреву мощной покровно-чешуйчатой структуры, который привел к низкобарическому метаморфизму и затем создал граниты зерендинского комплекса с возрастом 460—440 млн лет и, возможно, золотоносского комплекса и его возрастных аналогов с возрастом около 400 млн лет [43]. Термическое воздействие гранитов отразилось в датировках по биотиту даулетской свиты 402—396 млн лет [37].

Авторы благодарны В.С. Федоровскому и С.Ю. Беляеву за конструктивные рецензии статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта НШ-1247.2003.01 и РФФИ (проекты № 05-05-64899, 05-05-64438).

#### ЛИТЕРАТУРА

1. **Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра. 1990, т. 1, 325 с.; т. 2, 334 с.
2. **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.
3. **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.
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. **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 // *Geosciences Journal*, 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.
6. **Соболев Н.В., Шацкий С.В.** Включения минералов углерода в гранатах из метаморфических пород // *Геология и геофизика*, 1987 (7), с. 77—80.
7. **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.
8. **Шацкий В.С., Соболев Н.В., Заячковский А.А.** Новое местонахождение алмазов в метаморфических породах как доказательство регионального метаморфизма ультравысоких давлений в Кокчетавском массиве // *Докл. АН СССР*, 1991, т. 321, с. 189—193.
9. **Dobretsov N.L., Sobolev N.V. Shatsky V.S. et al.** Geotectonic evolution of diamondiferous paragneisses, Kokchetav complex, northern Kazakhstan — the geologic enigma of ultrahigh-pressure crustal rocks within a Paleozoic foldbelt // *The Island Arc*, 1995, v. 4, p. 267—279.
10. **Dobretsov N.L., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** Comparison of the Kokchetav and Dabie Shan metamorphic complexes: coesite- and diamond-bearing rocks and UHP-HP accretional-collisional events // *Inter. Geol. Rev.*, 1996, v. 37, p. 636—656.
11. **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.
12. **Kaneko Y., Maruyama S., Terabayashi M. et al.** Geology of the Kokchetav UHP-HP metamorphic belt, northern Kazakhstan // *Ibid.*, p. 264—283.
13. **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.
14. **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.
15. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В.** Кокчетавский массив: деформированная кембрийско-раннекарадокская коллизионно-субдукционная зона // *Докл. РАН*, 2005, т. 402, № 2, с. 1—5.
16. **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.
17. **Dobretsov N.L., Theunissen K., Dobretsov N.N. et al.** Geological and tectonic outline of the Kokchetav massif // *Field Guide Book of the 4th International Eclogite Field Symposium, August 1999* / Eds. N.L. Dobretsov et al. Novosibirsk, 1999, p. 6—24.
18. **Коробкин В.В., Смирнов А.В.** Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47, с. 462—474.
19. **Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубатто Д., Сафонова И.Ю.** Шалкарский офиолитовый комплекс (Северный Казахстан): структурное положение, возраст, геохимия и генезис // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47, с. 475—484.
20. **Ota T., Terabayashi M., Parkinson C.D., Masago H.** Thermobaric structure of the Kokchetav ultrahigh-pressure-high-pressure massif deduced from a north-south transect in the Kulet and Saldat-Kol region, northern Kazakhstan // *The Island Arc*, 2000, № 9, p. 328—357.
21. **Shatsky V.S., Jagoutz E., Sobolev N.V. et al.** Geochemistry and age of ultrahigh-pressure metamorphic rocks from the Kokchetav massif (Northern Kazakhstan) // *Contr. Miner. Petrol.*, 1999, v. 137, p. 185—205.
22. **Theunissen K., Dobretsov N.L., Korsakov A. et al.** Two contrasting petrotectonic domains in the Kokchetav megamelange (north Kazakhstan): Difference in exhumation mechanisms of ultrahigh-pressure crustal rocks, or a result of subsequent deformation? // *The Island Arc*, 2000, v. 9, p. 284—303.
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. **де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И. и др.** Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизионной зоне: новые структурные и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  данные // *Геология и геофизика*, 2006, т. 47, с. 445—454.
25. **Обут О.Т., Буслов М.М., Ивата К., Жимулев Ф.И.** Время коллизии Кокчетавского массива со Степнякской островной дугой по конодонтам и радиолариям из кремнистых пород совмещенных террейнов разных геодинамических обстановок // *Там же*, с. 455—461.
26. **Перчук Л.Л., Япаскурт В.О., Окай А.** Сравнительная петрология алмазоносных метаморфических комплексов // *Петрология*, 1995, т. 3, № 3, с. 267—309.

27. **Claoue-Long J.C., Sobolev N.V., Shatsky V.S., Sobolev A.V.** Zircon response to diamond-pressure metamorphism // *Geology*, 1991, v. 19, p. 710—713.
28. **Hermann 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.
29. **Шацкий В.С., Ягоуц И., Козьменко О.А. и др.** Возраст и генезис эклогитов Кокчетавского массива // *Геология и геофизика*, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.
30. **Борисова Е.Ю., Бибикова Е.В., Добрженецкая Л.Ф., Макаров В.А.** Геохронологическое изучение цирконов гранитогнейсов Кокчетавского алмазоносного района // *Докл. РАН*, 1995, т. 343, № 6, с. 801—805.
31. **Troesh M., Jagoutz E.** Mica cooling ages of a diamond-bearing gneiss from the Kokchetav massif, Kazakhstan // *Terra Abstracts*, 1993, v. 7, p. 396.
32. **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* / Eds. C.D. Parkinson, I. Katayama, J.G. Liou, S. Maruyama. Tokyo, Japan, Universal Academy Press, 2002, p. 397—412.
33. **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 // *Ibid.*, p. 381—395.
34. **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.
35. **Korsakov A.V., Theunissen K., Kozmenko O.A., Ovchinnikov Y.I.** Reactionary structures in zoisite gneisses as an evidence for the existence of silicate-carbonate melts under UHPM conditions // *Fluid/Slab/Mantle Interactions and Ultrahigh-P Minerals: Abstracts of UHPM Workshop 2001, Tokyo, Japan, August 30—31, 2001*. Tokyo, Waseda University, 2001, p. 106—110.
36. **Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.** Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, 373 с.
37. **Travin A.V.** Ar/Ar geochronology of the Kokchetav megamelange // *Field Guide Book of the IV International Eclogite Field Symposium, August 1999* / Eds. N.L. Dobretsov et al. Novosibirsk, 1999, p. 52—56.
38. **Jagoutz E., Shatsky V.S., Sobolev N.V.** Sr-Nd-Pb isotopic study of ultrahigh-pressure rocks from Kokchetav Massif // *EOS Trans Amer. Geophys. Union*, 1990, v. 71, p. 1707.
39. **Летников Ф.А., Халилов В.А.** К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // *Докл. РАН*, 1994, т. 334, № 3, с. 352—355.
40. **Ившин Н.К., Булыго Л.В., Гридина Н.М. и др.** Стратиграфия и фаунистическое обоснование возраста осадочно-вулканогенных толщ нижнего кембрия Селетинского района северо-востока Центрального Казахстана // *Проблемы геологии и металлогении Центрального Казахстана*. М., Наука, 1993, с. 33—39.
41. **Шатагин К.Н.** Возраст и происхождение гранитоидов Зерендинского батолита в Северном Казахстане по результатам Rb-Sr-изотопного исследования // *Докл. РАН*, 1994, т. 336, № 5, с. 674—676.
42. **Розен О.М., Федоровский В.С.** Коллизионные гранитоиды и расслоение земной коры. М., Научный мир, 2001, 188 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 545).
43. **Шатагин К.Н.** Нарушение замкнутости Rb-Sr-изотопной системы полевых шпатов в гранитах Золотоношского массива (Северный Казахстан) как свидетельство низкотемпературного преобразования // *Докл. РАН*, 1995, т. 344, № 1, с. 106—109.

*Поступила в редакцию  
15 июля 2005 г.*