

УДК 551.24(574)

DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

## Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана

© 2019 г. С. Г. Самыгин, Т. Н. Хераскова

Геологический институт РАН, 119017, г. Москва, пер. Пыжевский, 7,  
e-mails: la\_sadovskaya@mail.ru, kheraskova.tatiana@yandex.ru

Поступила в редакцию 01.08.2018 г., принята к печати 26.09.2018 г.

**Объект исследований.** На основе обобщения новых данных о возрасте ряда стратиграфических подразделений и пород офиолитовой ассоциации предпринята попытка уточнить или пересмотреть существующие геодинамические построения и показать основные этапы развития главных палеоструктур на территории Казахстана. **Материалы и методы исследования.** Работа основана на многолетних геологических исследованиях авторов, включающих государственное геокартирование, тектоническое районирование, палеорекострукции и обобщение литературных данных последних лет. **Результаты.** Охарактеризованы основные осадочные, вулканогенные, вулканогенно-осадочные и интрузивные комплексы, возникшие в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (палеозойды Казахстана) на месте разнотипных структур, которые различались геодинамическими обстановками и историей тектонического развития на протяжении протерозоя и всего палеозоя. Выделены распавшийся на отдельные массивы эпигренвилльский микроконтинент, рифтогенные прогибы, бассейны с океанической корой, островные дуги и островодужные системы, эпикаледонский континент, континентальные впадины, краевые вулканоплутонические пояса и окраинные бассейны. Составлены схема тектонической зональности Казахстана, карта строения докембрийского Улутауского массива, схемы распространения девонских комплексов и позднепалеозойских комплексов Казахстана. **Выводы.** Уточнены и частично пересмотрены существующие построения и ход тектонических событий на территории Казахстана. На основе палеорекострукций установлены основные этапы развития главных палеоструктур, особенности геологической эволюции палеозойд Казахстана и их связи с тектоническими процессами в Центрально-Азиатском складчатом поясе. Показано, что формирование современной структуры палеозойд Казахстана происходило длительно и многоэтапно на протяжении почти 900 млн лет.

**Ключевые слова:** геодинамический комплекс, каледониды, варисциды, палеозойды Казахстана, Центрально-Азиатский складчатый пояс

## Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids

Sergei G. Samygin, Tatiana N. Kheraskova

Geological Institute of RAS, 7 Pyzhevsky lane, Moscow, 119017 Russia,  
e-mails: la\_sadovskaya@mail.ru, kheraskova.tatiana@yandex.ru

Received 01.08.2018, accepted 26.09.2018

**Subject of investigations.** Based on the integrated new data on the age of some stratigraphic units and rocks of ophiolitic association, the authors try to clarify or revise the existing geodynamic structures and show the key stages in the development of the main paleostructures in Kazakhstan. **Materials and methods.** The work is based on the geological research performed by the authors for many years, including government-funded geomapping, tectonic zoning, paleoreconstruction, and integration of recent literature data. **Results.** Main sedimentary, volcanogenic, volcanogenic-sedimentary, and intrusive complexes originating in the western part of the Central Asian fold belt (Paleozoic Kazakhstan) in place of various structures differing in their geodynamic environment and tectonic history throughout the Proterozoic and entire Paleozoic are described. Epigrenville microcontinent disintegrated into individual massifs, rift depressions, basins with oceanic crust, island arcs and island arc systems, the Epicaledonian continent, continental depressions, regional volcano-plutonic belts, and marginal basins were identified. The tectonic zonality of Kazakhstan is diagrammed, the structure of the Precambrian Ulutau massif is mapped, and the distribution of the Devonian complexes and the Late Paleozoic complexes of Kazakhstan is schemed. **Conclusions.** The existing concepts and tectonic consecution on the territory of Kazakhstan are refined and partially revised. On the basis of paleoreconstructions, the key stages in the development of main paleostructures are established; the features of the geological evolution of the paleozooids of Kazakhstan and their relationship with tectonic processes in the Central Asian fold belt are found. It is shown that the formation of the modern structure of Kazakhstan's paleozooids took place over a long period and in many stages for almost 900 Ma.

**Keywords:** geodynamic complex, Caledonides, Variscides, Kazakhstan paleozooids, Central Asian fold belt

**Для цитирования:** Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (2019) Геологическое строение и этапы тектонической эволюции палеозойд Казахстана. *Литосфера*, **19**(3), 347-371. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

**For citation:** Samygin S.G., Kheraskova T.N. (2019) Geology and tectonic evolution of Kazakhstan Paleozooids. *Litosfera*, **19**(3), 347-371. DOI: 10.24930/1681-9004-2019-19-3-347-371

## ВВЕДЕНИЕ

Обширная территория Казахстана занята палеозойскими складчатыми сооружениями, составляющими западную часть Центрально-Азиатского пояса, становление которого происходило на протяжении сотен миллионов лет. Начало тектонических процессов относится ко времени распада эпигренвильского суперконтинента Родиния в неопротерозое и заложению Палеоазиатского океана, а завершение эволюции – к эпохе закрытия с рубежа средний–поздний палеозой отдельных бассейнов этого океана и последовавшей затем тектоно-магматической активизации, продолжавшейся вплоть до триаса.

На западе и севере палеозойды перекрыты мезозойско-кайнозойским чехлом Туранской и Западно-Сибирской молодых платформ, на востоке и юге они простираются далеко за пределы Казахстана. По возрасту главной складчатости и других ведущих деформаций казахстанские палеозойды подразделяются на каледониды и варисциды, состоящие из различных тектонических зон. Стратиграфические и магматические комплексы этих зон возникли на месте разнотипных палеоструктур, различавшихся геодинамическими обстановками. В каледониды входят все известные в Казахстане докембрийские сиалические массивы и блоки. Варисцийские зоны традиционно объединяются в Джунгаро-Балхашскую и Обь-Зайсанскую области. Средне- и верхнепалеозойские разрезы, синхронные распространенным в этих областях комплексам, в пределах каледонид слагают наложенные впадины, мульды и грабены. Значительные площади заняты также мезозойско-кайнозойскими ( $T_3$ –KZ) межгорными впадинами (рис. 1) Эти структуры и скрытые под ними палеозойские зоны в статье не рассматриваются.

В последние годы для палеозойд Казахстана получены новые данные, касающиеся возраста ряда стратиграфических подразделений, различных интрузивных комплексов и пород офиолитовой ассоциации, что позволяет уточнить, а иногда пересмотреть существующие геодинамические построения и ход тектонических событий. С учетом этого нового материала авторы стремились обобщить и показать основные этапы развития главных палеоструктур на казахстанской территории.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ СТРАТИФИЦИРОВАННЫХ КОМПЛЕКСОВ

### Комплексы докембрийской континентальной коры

Выходы докембрия, сконцентрированные на западе и юге Казахстана, образуют Кокчетав-Северо-

Тяньшаньский пояс каледонских сиалических массивов. В неопротерозое они составляли единый эпигренвильский микроконтинент на окраине Родинии [Хераскова и др., 2010], в строении которого отчетливо различаются комплексы фундамента и чехольные комплексы разного возраста, а также фрагменты краевого вулканического пояса.

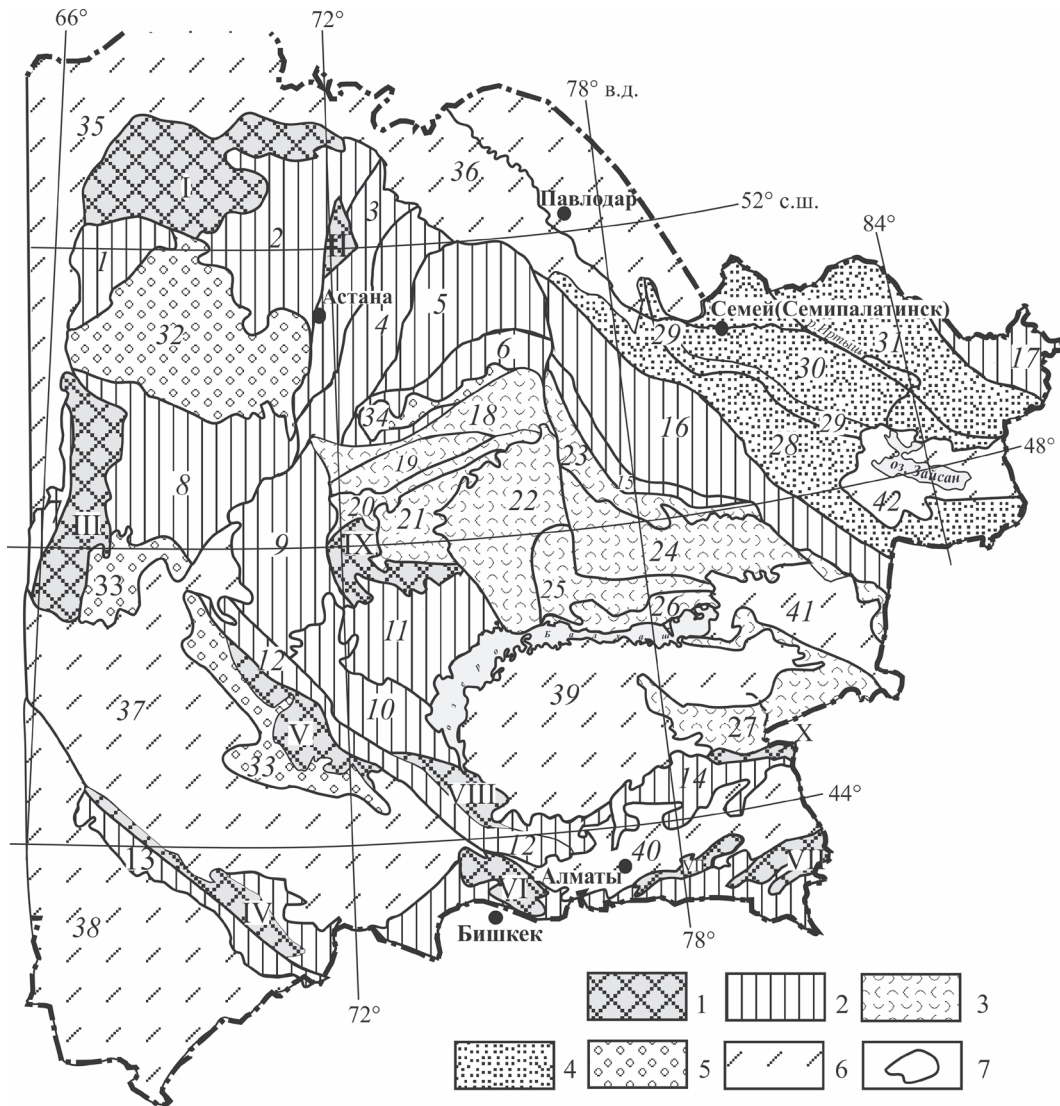
**Палео- и мезопротерозой.** К этим стратонам относятся комплексы кристаллического фундамента докембрийских массивов. Корреляция их разрезов базируется преимущественно на определении радиологического возраста пород, первоначальное положение и состав которых нередко сильно изменены в ходе позднеэдиакарских (?) и раннепалеозойских тектонических процессов.

**Комплексы фундамента.** Породы фундамента представлены в разном сочетании гнейсами, гранитоидными, различными кристаллическими сланцами, гранитоидами и измененными вулканитами. Присутствие палеопротерозойских образований определяется по ряду косвенных данных, в том числе по детритовым цирконам неопротерозойского чехла. Предполагается, что палеопротерозойские комплексы слагают нижние горизонты большинства сиалических массивов [Третьяков и др., 2014a]. На современном эрозионном срезе один такой комплекс обнажается в Жельтавском массиве, на юго-востоке которого распространены амфиболовые гнейсограниты, соответствующие по химическому составу граносиенитам и субщелочным гранитам. Их кристаллизация, согласно U-Pb возрасту цирконов, произошла  $1841 \pm 6$  млн лет назад [Третьяков и др., 2016b].

Улутауский массив может служить примером сложности строения древних образований. Его структура представляет собой покровно-складчатое сооружение, состоящее из антиформы на западе и синформы на востоке (рис. 2). Наиболее древние породы слагают синформу. Это порфириитоиды, амфиболиты и амфиболовые сланцы по вулканитам основного состава, железистые кварциты и сланцы (джеспилиты), плагиогнейсы, относимые к мезопротерозою [Дергунов, Хераскова, 1987].

Кокчетавский массив имеет чешуйчато-надвиговое строение. В сложившейся структуре участвуют фрагменты фундамента. Они представлены гнейсами, биотит-гранат-кианитовыми и слюдястыми сланцами, порфироидами и гнейсогранитами, превращенными в большинстве случаев в бластомилониты. Для гнейсогранитов получена U-Pb оценка возраста их кристаллизации –  $1156 \pm 4$  млн лет [Третьяков и др., 2014a] – и близкие оценки возраста около 1150 млн лет [Сальменова, Сергеева, 1998]. Порфироидами имеют трахириолитовый состав, U-Pb возраст их кристаллизации соответствует  $1136 \pm 4$  млн лет [Третьяков и др., 2014a].

**Неопротерозой.** В этот промежуток времени на эпигренвильском микроконтиненте формируются

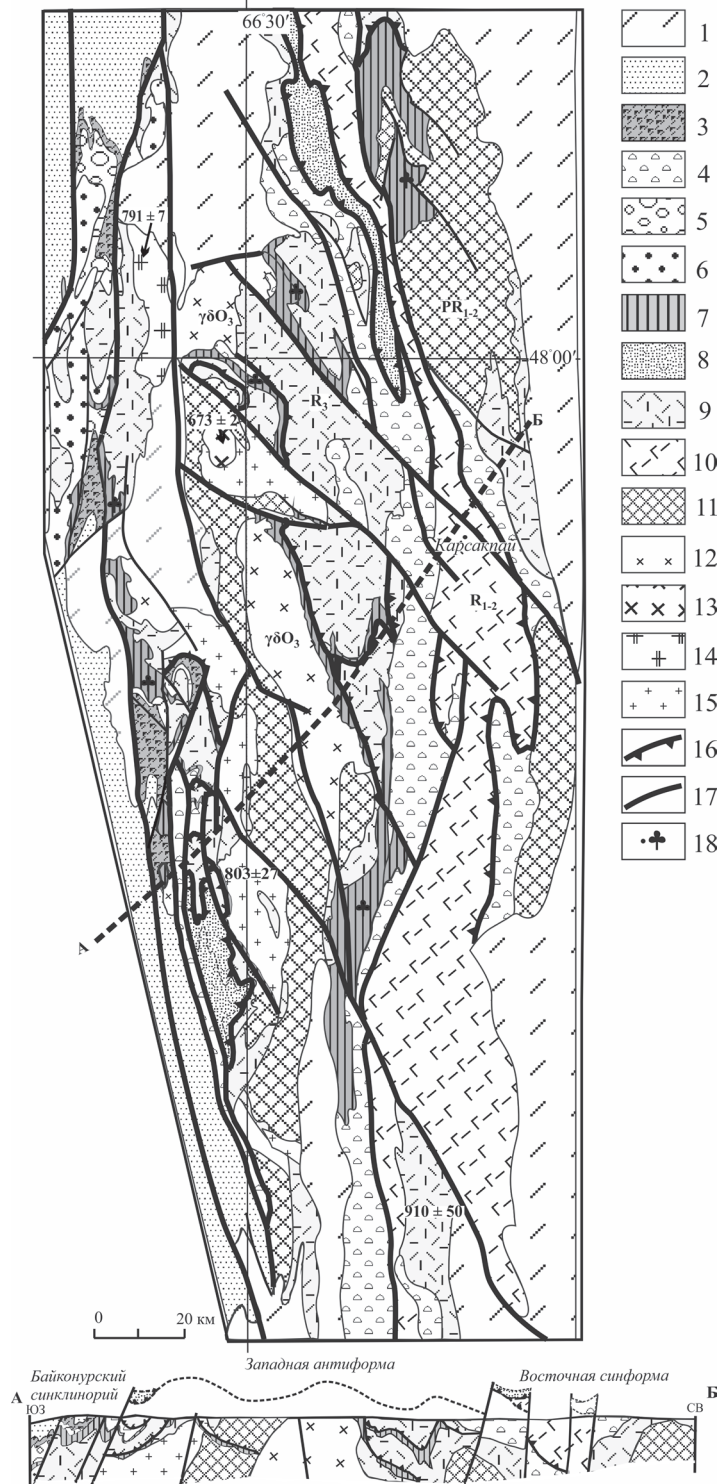


**Рис. 1.** Схема тектонической зональности Казахстана.

1 – докембрийские массивы и блоки: I – Кокчетавский, II – Ишкеольмесский, III – Улытауский, IV – Малого Каратау, V – Чуйский, VI – Кендыктасский, VII – Северо-Тяньшаньский, VIII – Жельтавский, IX – Актау-Моинтинский, X – Джунгарский); 2 – каледониды (зоны: 1 – Джаркайнагачская, 2 – Степнякская, 3 – Селетинская, 4 – Ерементавская, 5 – Бошекулская, 6 – Северо-Карагандинская, 7 – Байконурская, 8 – Сарысу-Тенизская, 9 – Атасульская, 10 – Бурунтауская, 11 – Кызылэспинская, 12 – Джалаир-Найманская, 13 – Большого Каратау, 14 – Текели-Илийская, 15 – Акбастауская, 16 – Чингизская, 17 – Горно-Алтайская); 3 – варисциды Джунгаро-Балхашской области (зоны: 18 – Нурино-Карасорская, 19 – Тектурмаская, 20 – Акжалская, 21 – Агадырская, 22 – Токрауская, 23 – Каиндинская, 24 – Баканаская, 25 – Северо-Балхашская, 26 – Тастауская, 27 – Северо-Джунгарская); 4 – варисциды Обь-Зайсанской области (зоны: 28 – Жарма-Саурская, 29 – Чарская, 30 – Калба-Нарымская, 31 – Рудно-Алтайская); 5 – средне-позднепалеозойские впадины (32 – Тенизская, 33 – Джекказганская, 34 – Карагандинская); 6 – мезозойско-кайнозойские чехлы платформ (35 – Туранской, 36 – Западно-Сибирской) и межгорных впадин (37 – Чу-Сарысульской, 38 – Сырдарьинской, 39 – Балхашской, 40 – Илийской, 41 – Алакольской, 42 – Зайсанской); 7 – границы зон.

**Fig. 1.** Scheme of tectonic zoning of Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs and blocks: I – Kokshetau, II – Ishkeolmes, III – Ulytau, IV – Lesser Qaratau, V – Chu, VI – Qendyktas, VII – North Tien Shan, VIII – Zheltau, IX – Aqtau-Mointy, X – Junggar; 2 – Caledonides (zones: 1 – Zharkainagach, 2 – Stepnyak, 3 – Selety, 4 – Erementau, 5 – Bozshakol, 6 – North Karaganda, 7 – Bayqonyr, 8 – Sarysu-Teniz, 9 – Atasu, 10 – Buruntau, 11 – Kyzylspe, 12 – Zhalaïr-Nayman, 13 – Greater Qaratau, 14 – Tekeli-Ili, 15 – Aqbastau, 16 – Shyngyz, 17 – Gorny Altay); 3 – Junggar-Balkhash Variscides (zones: 18 – Nura-Karasor, 19 – Teqturmas, 20 – Akzhal, 21 – Aghadyr, 22 – Tokrau, 23 – Kaindy, 24 – Bakanas, 25 – North Balkhash, 26 – Tastau, 27 – North Junggar); 4 – Ob-Zaysan Variscides (zones: 28 – Zharma-Saur, 29 – Chara, 30 – Kalba-Narym, 31 – Rudny Altay); 5 – Middle-Late Paleozoic depressions (32 – Teniz, 33 – Dzhekkazgan, 34 – Karaganda); 6 – Mezo-Cenozoic sedimentary covers (35 – Turanian, 36 – West Siberian) and intermountain depressions (37 – Chu-Sarysu, 38 – Syr Darya, 39 – Balkhash, 40 – Yili, 41 – Alakol, 42 – Zaysan); 7 – boundaries of zones.



**Рис. 2.** Схема строения Улутауского массива (с использованием данных [Зайцев, Хераскова, 1977; Дергунов, Хераскова, 1987; Григайтис и др., 1989]).

1 – терригенно-карбонатные отложения Pz<sub>2,3</sub>; 2 – терригенный флиш O<sub>2,3</sub>; 3 – углеродисто-глинистые сланцы и фтаныты пострифтового погружения €-O<sub>1</sub>; 4 – орогенные терригенные разнозернистые отложения, NP<sub>3</sub>(?); 5–7 – синрифтовые отложения, NP<sub>3</sub>; 5 – тиллоиды, 6 – кварцевые песчаники, ванадиеносные углеродисто-кремнистые сланцы, фтаныты, линзы алюмофосфатов и микрофитолитовых известняков, 7 – конгломераты, туфосилициты, субщелочные базальты; 8 – кварцито-сланцевый эпигренвилльский чехол, NP<sub>2</sub>; 9 – кремнекислые вулканыты краевого вулканического пояса, NP<sub>2</sub>; 10 – джеспилит-базальтовый комплекс, MP; 11 – гнейсы, порфириитоиды, амфиболиты, MP(?); 12–15 – интрузивные породы: 12 – гранодиориты, O<sub>3</sub>, 13 – щелочные сиениты (673 млн лет), 14 – щелочные граниты (791 млн лет), 15 – граниты (803 млн лет); 16 – границы тектонических покровов; 17 – разломы; 18 – места находок микрофоссилий.

**Fig. 2.** Tectonic scheme of Ulutau massif (modified after [Grigajtis et al., 1989; Dergunov, Kheraskova, 1987; Zaitsev, Kheraskova, 1977]).

1 – terrigenous-carbonate deposits Pz<sub>2-3</sub>; 2 – terrigenous flysch O<sub>2-3</sub>; 3 – postrift carbonaceous -clayely shales and phanites €-O<sub>1</sub>; 4 – orogenic terrigenous deposits, NP<sub>3</sub>(?); 5–7 – synrift deposits, NP<sub>3</sub>; 5 – tilloids, 6 – quartz sandstones, V-bearing carbonaceous-siliceous slates, phanites, lenses of Al-phosphates and microphytolith limestones, 7 – conglomerates, tuff-silicites, sub-alkaline basalts; 8 – quartzite-schist epi-Grenvillian cover, NP<sub>2</sub>; 9 – acid volcanics of marginal volcanic belt, NP<sub>2</sub>; 10 – jaspilite-basaltic formation, MP; 11 – gneisses, porphyritoids, amphibolites, MP(?); 12–15 – intrusive rocks: 12 – granodiorites, O<sub>3</sub>, 13 – alkaline syenites (673 Ma), 14 – alkaline granites (791 Ma), 15 – granites (803 Ma); 16 – nappe boundaries; 17 – faults; 18 – microfossil places.

краевой вулканический пояс и разновозрастный чехол, который образовался в два этапа.

**Вулканический пояс.** В позднем рифее (тоний и криогений) появились вулканы кислого состава, которые слагают фрагменты окраины андийского типа [Хераскова и др., 1995]. Преобладают риолиты, риодациты и их туфы. Существенная роль принадлежит игнимбрикам. В подчиненном количестве, особенно в верхней части комплекса, появляются трахиандезиты и субщелочные базальты. Мощность комплекса превышает 1500 м. Обнаружены остатки вулканических построек центрального типа [Хераскова и др., 1995].

Наиболее раннее появление магматических пород зафиксировано в пределах Актау-Моинтинского массива, где для кислых вулканитов, перекрывающих древний осадочный чехол, получена U-Pb оценка возраста их кристаллизации –  $925 \pm 9$  млн лет, для рвущих гранитов –  $917 \pm 6$  млн лет [Третьяков и др., 2014а]. Первичный магматический U-Pb возраст гнейсогранитов на юге западной антиформы Улутауского массива равен  $841 \pm 11$  млн лет [Ермолов и др., 2012], тела гранитов в этом районе датируются цифрами  $803 \pm 27$  и  $791 \pm 7$  млн лет [Третьяков и др., 2014а]. U-Pb возраст туфов на массиве Малый Каратау равен 831–766 млн лет [Левашова и др., 2011], трахириолитов на Улутауском массиве по границе с Байконурской зоной –  $797 \pm 4$  млн лет [Третьяков и др., 2015].

**Комплексы чехла.** В пределах Кокчетавского, Ишкеольмесского, Улутауского, Актау-Моинтинского, Чуйского массивов распространены мелководно-морские кварцито-песчаниковые и кварцито-сланцевые толщи осадочного чехла, иногда содержащие горизонты и линзы циркон-рутиловых шлихов и россыпей. Мощность этого комплекса 1200–2500 м.

Кварцито-сланцевый чехол, полого залегающий на кристаллическом фундаменте, характеризуется одинаковым составом и сходным строением разрезов. Формирование его отвечало условиям, близким к платформенным, что могло происходить только на крупном эпигренвильском микроконтиненте. Интересны результаты датирования детритовых цирконов из платформенного чехла. Конкордантные значения их возраста из циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского массива находятся в диапазоне 2739–2653, 1946–1628, 1528–1017 млн лет [Дегтярев и др., 2015а]. Среди цирконов из толщи гра-

фитсодержащих карбонатно-бластотерригенных и серицит-кварцевых сланцев этого массива выделены группы зерен с возрастными интервалами 1800–1460, 1489–1220 и 1145–950 млн лет, а цирконы из обломочных кварцитов показали возраст в пределах 1700–1300 и 1050–850 млн лет [Буслов и др., 2015]. Оценки самого молодого возраста получены для детритовых цирконов на восточной окраине Чуйского массива из небольшого метаморфизованного фрагмента предположительно его осадочного чехла, где среди гранат-биотитовых парагнейсов, слагающих часть смятой в антиформу тектонической пластины, наиболее многочисленная группа зерен датирована в интервале 1148–775 млн лет [Третьяков и др., 2016а].

На основе изложенных данных можно заключить, что накопление кварцито-сланцевого чехла происходило очень медленно, вероятно в течение не менее 250 млн лет, начиная приблизительно от 1 млрд лет (Актау-Моинтинский массив). Судя по приведенным оценкам возраста пород вулканического пояса, осадочные толщи чехла в целом им синхронны. По отношению к некогда краевому поясу они являлись тыловыми накоплениями, возникшими за счет размыва как пород фундамента, так и кремнекислых вулканитов краевого пояса.

В конце позднего рифея (криогения) началась деструкция суперконтинента Родиния и входящего в ее состав рассматриваемого Кокчетав-Северо-Тяньшаньского эпигренвильского микроконтинента, которая привела к постепенному обособлению отдельных массивов, разделенных рифтогенными прогибами. Возможно, это происходило под воздействием активных плюм-зависимых процессов. Роль мантийных плюмов в эволюции Палеоазиатского океана и Родинии была рассмотрена В.Н. Пучковым [2009, 2016].

Во второй половине венда (эдиакария) в пределах образовавшихся докембрийских массивов, разделенных рифтогенными прогибами, происходит второй этап формирования осадочного чехла. Его состав и мощность различны: терригенно-карбонатный в Кокчетавском массиве (около 200 м), терригенный на Актау-Моинтинском (до 1200 м), терригенно-кремнистый в Улутауском (100–300 м) и карбонатный на массиве Малый Каратау (10–40 м). Эдиакарский чехольный комплекс иногда включает месторождения алюмофосфатов. В Улутауском массиве чехол содержит линзы известняков с ми-

крофоссилиями конца эдиакария–начала кембрия [Григайтис и др., 1989].

Деструктивные процессы конца криогения обусловили заложение и последующее развитие в эдиакарии протяженной рифтогенной системы.

*Рифтогенные прогибы.* Разрезы таких прогибов фрагментарно сохранились в Байконурской и Больше-Каратауской зонах вдоль их восточных границ. Для рифтогенных структур типичны молассоидные осадки мощностью до 1500 м, резко выклинивающиеся за их пределами. Они состоят из продуктов разрушения гранитизированного фундамента и платформенного чехла смежных массивов. Осадки сочетаются с вулканитами основного и кислого состава. Базальты отличаются повышенным содержанием калия, титана и фосфора. Присутствуют подводно-оползневые накопления типа диамиктитов, в обломочном материале которых участвуют валуны ледникового происхождения [Зайцев, Хераскова, 1977]. С началом рифтогенеза было связано появление на бортах формирующихся прогибов интрузивных пород и их излившихся аналогов. В средней части западной антиформы Улутауского массива (см. рис. 2) это щелочные сиениты с U-Pb возрастом  $673 \pm 2$  млн лет [Третьяков и др., 2014б] и дацит-риолитовые порфиroidы, датированные  $666 \pm 11$  млн лет [Ермолов и др., 2012].

За пределами рифтогенных прогибов в конце эдиакария возникли зоны поднятий и тектонического сучивания с вероятным образованием покровов [Дергунов, Хераскова, 1987]. Эдиакарский чехол был перекрыт мощной (до 3000 м) молассоподобной толщей конгломератов и диамиктитов (см. рис. 2), содержащих обломки вулканитов кислого и основного состава, гранитоидов, железистых кварцитов и порфиритоидов. Изучение детритовых цирконов из этих терригенных пород показало, что они образовались за счет разрушения магматических и метаморфических комплексов неопротерозоя при участии пород архея и палеопротерозоя. Доминируют цирконы с датировками 925–804 млн лет, единичные зерна охватывают возрастную диапозон 2.9–2.0 млрд лет [Дмитриева и др., 2016].

### Ранний палеозой – мозаика палеоструктур

На территории Казахстана получили развитие четыре основных типа разрезов нижнего палеозоя, которые характеризуют чехлы докембрийских континентальных массивов, рифтогенные прогибы, океанические бассейны, островные дуги и подчиненные им структуры.

**Кембрий.** Комплексы этого возраста известны только в пределах каледонид (см. рис. 1).

*Чехлы докембрийских массивов.* На Кокчетавском массиве терригенно-карбонатный чехол верхнего венда надстраивается разрезом нижнего кембрия мощностью до 800 м, состоящим из кварце-

вых песчаников, алевролитов, аргиллитов с горизонтами углеродисто-кремнистых сланцев, известняков и кремнистых фосфоритов. Средний–верхний кембрий (спикулы губок, конодонты) представлен кремнисто-терригенной толщей мощностью около 200 м с повышенным содержанием  $P_2O_5$  [Degtyarev et al., 2016]. Похожие комплексы, различающиеся лишь полнотой разрезов и их мощностью, обнажаются на Ишкеольмесском блоке, на Улутауском, Чуйском и Кендыктасском массивах. На вендских отложениях центральной части Актау-Моинтинского массива и в Джунгарском массиве согласно залегают карбонатно-терригенные с фосфатными конкрециями толщи кембрия мощностью 250–300 м [Дегтярев, 2003]. В Малом Каратау и на западе Актау-Моинтинского массива распространены карбонатный разрез венда–кембрия мощностью не менее 800 м. В Малом Каратау к основанию кембрия приурочены месторождения фосфоритов [Геологическая карта...1981].

*Рифтогенные прогибы.* В Байконурской зоне и в Большом Каратау рифтогенный комплекс венда продолжается кембрийским (трилобиты) конденсированным разрезом мощностью 100–400 м. Характерны углеродисто-кремнистые, глинистые и углеродисто-карбонатные осадки, обогащенные V, Ag, Pb, Zn, U, Ba и P. Появление этих элементов было вызвано гидротермальной деятельностью, связанной с разломами [Хераскова, 1986].

*Океанические бассейны.* Разрезы бывших бассейнов с океанической корой установлены в Чингизской, Ерементауской, Селетинской, Джаркаинагачской, Джалаир-Найманской и Бурунтауской зонах, где они, варьируя по составу, слагают тектонические блоки и пластины разного стратиграфического объема.

Нижний кембрий в центральной части Чингизской зоны и на востоке Ерементауской представлен кремнисто-карбонатно-базальтовыми толщами с микрофитолитами видимой мощностью 500–700 м; на юго-западе Чингизской зоны – карбонатно-базальтовой толщей с археоциатами (до 1000 м); в Джалаир-Найманской зоне – риолит-базальтовой серией (до 500 м), являющейся, вероятно, верхней частью офиолитовой ассоциации. Во всех разрезах 90–95% их мощности слагают толеитовые и субщелочные базальты. На дискриминантных диаграммах они попадают в поля OIB, E-MORB, реже N-MORB [Дегтярев, 2012].

Средний кембрий известен на северо-западе Чингизской зоны, где обнажаются базальты с прослоями кремней и известняков с трилобитами (до 1000 м), перекрытые терригенно-кремнистой толщей с конодонтами позднего кембрия (250 м) [Дегтярев и др., 2015б]. В Горно-Алтайской зоне кремнисто-терригенные отложения низов среднего кембрия с размывом перекрываются тонкотерригенными осадками и известняками с трилоби-

тами верхов среднего кембрия (550 м). К верхнему кембрию в этой зоне относятся флишоиды мощностью не менее 3000 м, сложенные плагиоклаз-кварцевыми песчаниками и алевролитами [Дергунов, 1989]. Они накапливались на окраине Сибирского палеоконтинента.

Верхний кембрий распространен во всех вышеперечисленных зонах, где представлен кремнисто-базальтовыми толщами, возраст которых доказан находками конодонтов, трилобитов и беззачатковых брахиопод. Они слагают тектонические покровы, пространственно тесно связанные с плутоническими членами офиолитовой ассоциации, и обычно надстраиваются разрезами ордовика. Мощность верхнекембрийских толщ колеблется от 500 до 1000 м. Доля основных пород, среди которых преобладают толеитовые базальты типа N- и E-MORB, составляет 60–80%. Количество силицитов кремней и туфосилицитов увеличивается, как правило, в верхней части толщ [Дегтярев, 2012].

**Островные дуги.** Разрезы островодужного типа распространены в Сарысу-Тенизской (центральная часть), Селетинской, Бошекульской и Чингизской зонах, где они представлены нижне-среднекембрийским и верхнекембрийским–нижнеордовикским комплексами. В Сарысу-Тенизской зоне образования более древнего комплекса состоят в основном из лав и туфов базальтов, андезибазальтов, иногда андезитов общей мощностью около 1500 м. В остальных зонах разрезы нижне-среднекембрийского комплекса начинаются с вулканитов контрастной натриевой базальт-риолитовой серии мощностью 1500–2500 м, в которой лавы и туфы кислого состава слагают верхнюю ее половину [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. В Бошекульской зоне породы серии залегают на силлах офиолитовой ассоциации и прорываются гранитоидами с U-Pb возрастом 520–525 млн лет [Дегтярев и др., 2010]. Среди осадочных прослоев и пачек в верхней части серии в Селетинской, Бошекульской и Чингизской зонах собраны органические остатки ботомского яруса нижнего кембрия (ярус 3 кембрия по Международной стратиграфической шкале-2012). Выше обнажаются вулканиты основного, среднего и кислого состава дифференцированной известково-щелочной серии мощностью 1500–1800 м. Они датируются находками трилобитов и брахиопод в сопровождающих осадках концом раннего–началом среднего кембрия в Селетинской и Бошекульской зонах и средним кембрием – в Чингизской зоне. Эффузивы в первых двух зонах отличаются повышенным содержанием калия и местами относятся к шошонитовой серии. Среди пород на западе Селетинской и в Чингизской зоне присутствуют высокомагнезиальные разности, близкие к бонинитам [Дегтярев, 2012].

Вулканиты нижне-среднекембрийского комплекса всюду, кроме Сарысу-Тенизской зоны, пе-

рекрываются осадочными толщами: терригенно-кремнистой среднего кембрия–тремадока (Селетинская зона, 300–400 м), карбонатно-терригенной того же возраста (Бошекульская зона, 400–600 м), в Чингизской зоне – карбонатно-терригенной (50–100 м) и следующей выше терригенно-кремнистой (100–150 м) верхов среднего кембрия–нижнего ордовика. На этих толщах в тектонических покровах залегают вулканогенные образования верхнекембрийского-нижнеордовикского островодужного комплекса. Мощность верхнекембрийской части колеблется от 500–1000 (Бошекульская, Селетинская зоны) до 2000–2500 м (Чингизская зона). Большинство вулканитов в Селетинской зоне принадлежит дифференцированной известково-щелочной серии с повышенной натриевой и калиевой щелочностью, меньшая часть – шошонитовой и толеитовой сериям. Вулканические породы в двух других зонах относятся к нормальной известково-щелочной серии, в составе которой преобладают андезиты, реже присутствуют базальты, кислые лавы и туфы. В Сарысу-Тенизской зоне, на южном продолжении Селетинской, на вулканитах среднего кембрия с размывом залегают туфо-терригенные отложения и туфы среднего состава, содержащие прослой известняков с трилобитами середины верхнего кембрия (400–500 м) [Дегтярев, 2012].

**Ордовик.** Ордовикские разрезы чехольных комплексов заметно разнообразнее кембрийских.

**Чехлы докембрийских массивов.** В пределах Кокчетавского массива отложения с конодонтами нижнего ордовика местами слагают карбонатную толщу мощностью 700–800 м с прослоями красных алевролитов и кварцевых песчаников. В других районах они состоят из терригенной пачки (100 м), перекрытой карбонатно-терригенной (150 м) с черными фосфатоносными алевролитами [Degtyarev et al., 2016]. В Малом Каратау распространены карбонатная или терригенно-карбонатная толща нижнего ордовика (350 м) и терригенная толща с горизонтом органогенных известняков низов среднего ордовика (300 м). На верхнекембрийских отложениях Чуйского массива с размывом залегают преимущественно терригенная толща (400 м) вверху с граптолитами начала среднего ордовика. Нижний ордовик Кендыктасского массива представлен мощной (более 1200 м) терригенной толщей, в середине и вверху с прослоями известняков. Похожий фаунистически обоснованный разрез обнажается на Северо-Тяньшаньском массиве (630 м), который охватывает интервал от верхов нижнего до нижней части среднего ордовика. На западе Актау-Моинтинского массива верхнекембрийские известняки, прослоенные кремнями, нарастаются терригенно-карбонатно-кремнистой (250 м) и залегающей выше терригенной (550–600 м) толщами, возраст которых – ранний–средний ордовик. В центральной части этого массива верхне-

кембрийские осадки венчаются базальной терригенной пачкой и карбонатной толщей (600–700 м) с фауной нижнего–верхнего ордовика. Близкое строение и возраст имеет чехол на Джунгарском массиве, где кремнисто-терригенная толща (до 1000 м) с редкими потоками базальтов сменяется карбонатами мощностью 800 м и более [Дегтярев, 2003].

*Рифтогенные прогибы.* Разрезы кембрия в зонах Байконурской и Большого Каратау наращиваются нижнеордовикскими тонкотерригенными и углеродисто-кремнистыми, углеродисто-карбонатными осадками и среднеордовикскими пестроцветными кремнисто-глинистыми отложениями общей мощностью 100–300 м, которые сменяются флишеидными толщами среднего (Большой Каратау, более 300 м) и среднего–верхнего ордовика (Байконур, до 1500 м). На севере Байконурской зоны распространена верхнеордовикская терригенно-вулканогенная толща среднего состава (более 1500 м) [Хераскова, 1986].

*Океанические бассейны.* Ордовик распространен гораздо шире кембрия и известен как в каледонидах, так и среди варисцид, слагая чаще всего самостоятельные тектонические пластины и их пакеты. На северо-востоке Чингизской зоны это кремнистая толща нижнего ордовика (100–150 м). На юго-западе зоны известны кремнисто-базальтовые толщи нижнего (800 м) и среднего (250–300 м) ордовика, а также кремнистая и туфогенно-кремнистая толщи с конодонтами раннего–начала среднего ордовика (200–300 м) [Дегтярев и др., 2015б]. Вдоль юго-восточного края Бошекульской зоны распространены базальты, прослоенные туфосилицитами и кремнями верхов нижнего ордовика (300 м), туфосилициты и туффиты низов среднего ордовика (до 350 м). Эти толщи являются верхними частями фрагментированного разреза офиолитов. Во всех перечисленных местах базальты относятся преимущественно к толеитовой серии [Дегтярев, 2012]. На западе Еремантауской, в Атасуйской и Бурунтауской зонах распространены кремнистые и кремнисто-базальтовые толщи глубоководного конденсированного разреза, датированного конодонтами верхнего кембрия, но в основном тремадоком–низами среднего ордовика. Их мощность в отдельных пластинах колеблется от 100 до 300–400 м [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Океанического типа разрезы расслоены или находятся среди средне-верхнеордовикских флишеидно-олистостромовых толщ. В Бошекульской зоне подобные толщи согласно перекрыты тонкотерригенными осадками верхнего ордовика мощностью 1000–1100 м [Дегтярев, 2012].

Нижнеордовикские толщи мощностью 200 м и более – кремнистая с горизонтами кварцевых песчаников (запад Селетинской зоны) и кремнисто-терригенная – надстраивают образования верхнего кембрия. Разрез нижнего ордовика Джаркаинагачской зоны наращивается глинисто-кремнистой тол-

щей нижнего–среднего ордовика (400 м) и песчано-глинистым с прослоями известняков флишем верхов среднего ордовика (до 2700 м) [Тектоника Казахстана..., 1982]. В Джалаир-Найманской зоне разрез ордовика заметно отличается. В этой зоне верхнекембрийские толеитовые и субщелочные базальты, содержащие вверху доломиты и кремни и местами перекрытые туфогенными породами, надстраиваются с размывом тремадокскими терригенными турбидитами с редкими горизонтами кремней (1000 м). Карбонатно-кремнисто-терригенные толщи верхов нижнего–низов среднего ордовика (800–2000 м) несогласно залегают на более древних образованиях, в том числе на раннекембрийских офиолитах [Дегтярев, Рязанцев, 2007]. Выше следуют флишеиды среднего ордовика (700–1000 м) и карбонатно-терригенные толщи верхов среднего ордовика–основания силура общей мощностью 2500–2800 м, содержащие значительное количество грубообломочных пород. На нескольких изолированных участках Джалаир-Найманской зоны присутствуют вулканиты основного, среднего и кислого состава (верхи нижнего ордовика, 50–300 м) или среднего и средне-основного состава (средний ордовик, до 800 м) [Тектоника Казахстана..., 1982].

В Горно-Алтайской зоне, рядом с разросшимся Сибирским палеоконтинентом, ордовикская часть флишеидов верхнего кембрия–нижнего ордовика представлена грубообломочными фациями (более 1000 м) [Дергунов, 1989].

Ордовикские разрезы океанического типа среди варисцид известны в Тектурмасской, Северо-Балхашской, Агадырской и Чарской зонах. Они всюду являются верхними членами дезинтергрированной офиолитовой ассоциации и представлены кремнисто-базальтовой ассоциацией мощностью до 1500 м, слагающей тектонические чешуи. Их возраст ранний–поздний ордовик (Тектурмасская зона), средний ордовик (Северо-Балхашская зона), поздний ордовик–ранний силур (Агадырская зона) и средний–поздний ордовик (Чарская зона). Базальты преобладают и относятся к толеитовой и субщелочной сериям [Герасимова и др., 1992; Самыгин и др., 2015]. В Северо-Балхашской зоне на них с размывом залегают грубо- и мелкообломочные породы верхнего ордовика с известняками и вулканитами кислого и среднеосновного состава (1800 м) [Геологическое строение..., 2000].

*Островные дуги.* Островодужные образования ордовика распространены в Чингизской, Акбастауской, Бошекульской, Северо-Карагандинской, Селетинской, Степнякской, Сарысу-Тенизкой (центральная часть), Кендыктасской и Северо-Тяньшанской зонах. В Чингизской и Бошекульской зонах нижнеордовикские вулканиты мощностью не менее 2000 м надстраивают верхнекембрийские разрезы. Вулканиты в разной степени дифферен-



цированы и относятся к известково-щелочной серии. Их венчают кремнисто-терригенные отложения низов среднего ордовика (до 1200 м). Более молодые вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи перекрывают различные более древние породы. На северо-востоке Чингизской и на севере Бошекульской зон находятся среднеордовикские вулканы (1700–1800 м), которые выше по разрезу и латерально к югу сменяются туфогенными, кремнисто-туфогенными и вулканомиктовыми отложениями среднего ордовика (1000–1200 м). За пределами осевой полосы вулкаников эти осадки включают рифогенные известняки, местами имеют сложение “дикого флиша” и подстилают терригенный флиш мощностью до 2500 м верхов среднего ордовика [Тектоника Казахстана..., 1982; Дегтярев, 2012].

Шире, чем среднеордовикские, распространены вулканы верхов среднего–низов верхнего ордовика и продукты их перемыва (1800–2000 м). В Чингизской зоне их подстилают, а в Бошекульской перекрывают карбонатно-туфогенно-терригенные толщи (1000 м и более) близкого возрастного диапазона. Средне-верхнеордовикские вулканогенные породы имеют преимущественно основной и средний состав. Большая их часть относится к высококальциевой и нормальной известково-щелочной сериям, вверху в ограниченных объемах присутствуют вулканы шошонитовой серии [Дегтярев, 2012]. Вдоль юго-западной границы Чингизской зоны протягиваются остатки фронтальной невулканической дуги верхнего ордовика, сложенные коралловыми известняками (до 400 м), которые несогласно залегают на более древних комплексах и сменяются терригенными осадками (100–500 м), датированными концом позднеордовикской эпохи [Никитин, 1972].

Разнообразные по составу и степени дифференциации вулканы и связанные с ними кремнисто-туфогенные отложения среднего–верхнего ордовика распространены в Акбастауской и Северо-Карагандинской зонах. Мощность вулканогенных толщ колеблется от 1000 до 1500 м, замещающих их вулканогенно-осадочных пород – от 600 до 1000 м. На вулканах Акбастауской зоны с размытом залегают органогенные известняки (до 500 м) [Самыгин, Хераскова, 1994].

На западе Селетинской зоны верхнекембрийские островодужные разрезы наращиваются вулканогенной толщей с трилобитами тремадока мощностью свыше 1400 м. Большинство вулкаников принадлежит к дифференцированной известково-щелочной серии с повышенной натриевой и калиевой щелочностью, меньшая часть – к шошонитовой и толеитовой сериям [Дегтярев, 2012].

В Степнякской зоне к рубежу кембрий–ордовик относится появление энсиалической дуги. Внизу это наземные субщелочные кислые вулканы и

грубообломочные продукты их разрушения (1000–1500 м), принадлежавшие известково-щелочной и щелочной сериям. U–Pb возраст кристаллизации субвулканических риолитов равен  $483 \pm 5$  млн лет. Выше залегают терригенно-кремнистые осадки с конодонтами верхов нижнего–низов среднего ордовика (до 200 м), перекрытые базальтами с линзами туфосилицитов (200–250 м). В восточной части зоны распространены терригенные толщи грауваккового состава верхов нижнего–низов среднего ордовика (1700–2000 м), которые налегают на верхнекембрийско–тремадокские островодужные разрезы соседней Селетинской зоны [Дегтярев, 2012]. Терригенные толщи сменяются мощной базальт-андезит-дацитовой или андезит-андезибазальтовой серией середины среднего ордовика (до 3000 м), затем более молодой терригенно-туфогенной толщей (1500–2000 м), базальт-андезибазальтовыми либо сильнее дифференцированными вулканиками верхов среднего ордовика (1100–1500 м), терригенно-карбонатными и терригенными отложениями верхов среднего–низов верхнего ордовика (900–950 м) [Никитин, 1972]. Нижние две толщи этого разреза на западе Степнякской зоны замещаются аркозовыми и туфогенными флишоидами (1500 м). Более мощный осадочный комплекс распространен на востоке Селетинской зоны. Его слагают кремнисто-терригенная толща верхов нижнего–низов среднего ордовика (500–800 м), флишоиды, внизу с пачками туфитов, середины среднего ордовика (до 1800 м) и карбонатно-терригенная толща верхов среднего–низов верхнего ордовика (1000–1500 м) [Геологическое строение..., 2000].

Средне-верхнеордовикские образования центральной части Сарысу-Тенизской зоны и в Кендыктасской зоне по набору пород, их мощностям и по составу вулкаников близки к энсиалическому островодужному разрезу Степнякской зоны. В Северо-Тяньшаньской зоне средний ордовик представлен базальтовыми, андезибазальтовыми, вверху андезитовыми лавами и туфами, известняками и кремнями (900–2200 м). Вулканогенно-осадочные породы андезитового состава слагают верхнеордовикскую толщу (1500 м). U–Pb датировки андезитов равны  $449 \pm 6$  млн лет [Kröner et al., 2008].

### Средний палеозой – становление новой континентальной коры

**Силур.** В силуре в результате коллизионных и аккреционных процессов все докембрийские сиалические массивы, почти все раннепалеозойские островодужные сооружения и фрагменты океанических бассейнов были объединены в Протоказахстанский эпикаледонский континент, на котором местами стали накапливаться постколлизионные мелководные отложения с локальными проявлениями вулканизма. Силурийские толщи зале-

гают на нижнепалеозойских обычно несогласно, гораздо реже – без видимого несогласия (Атасуйская, Джалаир-Найманская зоны). Композитный протоконтинент, объединивший большинство каледонских зон, имел низкое стояние. К нему примыкал возникший на месте Чингизской зоны крупный структурный блок, в пределах которого еще не закончились островодужные процессы. Протоконтинент и этот блок окаймляли обширные морские бассейны [Моссаковский и др., 1993], в том числе Джунгаро-Балхашский и Обь-Зайсанский.

*Эпикаледонский протоконтинент.* В его пределах ниже-среднелландоверийские зеленоцветные и пестроцветные разнообломочные отложения мощностью до 2000 м известны на юге Божекульской, западе Северо-Карагандинской и востоке Сарысу-Тенизской зон. Комплексы среднего лландовери-венлока распространены значительно шире. На юге Селетинской, в Атасуйской и Кызылэспинской зонах это пестроцветные полимиктовые осадки (800–3000 м), местами с прослоями брахиоподовых известняков. На востоке Сарысу-Тенизской зоны и Актау-Моинтинского массива, на востоке Бурунтауской и в Текели-Илийской зонах комплексы представлены вулканогенно-терригенными толщами с известково-щелочными вулканитами преимущественно средне-основного состава натриевого типа щелочности. В прибалхашском районе Бурунтауской зоны преобладают высококалийные кислые лавы, которые чередуются с карбонатно-терригенными пачками. Общая мощность разреза здесь более 1500 м, в Текели-Илийской зоне – до 1000 м, в остальных зонах – 1500–3500 м. В Джалаир-Найманской зоне распространена нижнесилурийская терригенная толща (1100–1400 м), которая наращивает разрез ордовика. На западе Джунгарского массива обнажаются карбонатно-терригенные грубообломочные отложения нижнего силура (около 1000 м), залегающие на позднеордовикских гранитоидах [Геологическое строение..., 2000; Дегтярев, 2003]. К верхнему силуру в Северо-Карагандинской и Селетинской зонах относятся красноцветные осадки (1500–2000 м), в Бурунтауской и Текели-Илийской зонах – органогенные известняки с прослоями алевролитов (лудлов, 300–400 м) и карбонатно-вулканогенно-осадочная толща (пржидолий в Бурунтауской зоне, до 1000 м) [Геологическая карта..., 1984].

*Чингизский островодужный блок.* Силурийские образования этой структуры имеют окраинное положение. Они завершают становление сложной островной дуги. На северо-востоке блока нижнепалеозойские комплексы несогласно перекрыты толщей верхнего лландовери-нижнего лудлова (до 1700 м), сложенной терригенными отложениями с прослоями органогенных известняков, которые выше сменяются наземными вулканитами основного, средне-основного, реже кислого состава. В юго-

западной части блока на породах верхнего ордовика согласно залегает пестроцветная терригенная толща нижнего-среднего лландовери с потоками андезитов и андезибазальтов (1500–2000 м). Разрез верхнего лландовери-венлока сложен базальтами, андезибазальтами, андезитами, местами дацитами и прослоями красноцветных осадков (600–2000 м). Вулканиты относятся к известково-щелочной и шошонитовой сериям [Самыгин, Хераскова, 1994]. На севере этой полосы выделяется верхнесилурийская толща (1000–1200 м), состоящая из красноцветных и пестроцветных косослоистых отложений [Дегтярев и др., 20156].

*Варисцийские бассейны.* В центральной части Агадырской зоны Джунгаро-Балхашского бассейна обнажаются толеитовые базальты с горизонтами кремнистых пород и туффитов лландовери-нижнего венлока. Они слагают тектонические пластины, которые залегают среди грубообломочных и олистостромовых толщ верхнего силура (более 1000 м). На севере Агадырской, в Нуринско-Карасорской (запад) и Северо-Балхашской зонах распространены флишоиды мощностью от 2000–3500 до 4500 м (Нуринско-Карасорская зона) с фауной всех ярусов силура. Вверху флишоиды содержат линзы известняков, а в Северо-Балхашской зоне – прослойки туфов среднего и кислого состава [Тектоника Казахстана..., 1982]. Для Чарской зоны Обь-Зайсанского бассейна характерен конденсированный разрез, состоящий из черных и зеленоцветных алевролитов, алевролитовых туфосилицитов, известняков с граптолитами нижнего силура-лудлова (350–400 м) [Ермолов и др., 1981].

*Девон.* Структурно-фациальное районирование девона впервые было предложено А.А. Богдановым [1984]. Вслед за ним выделяются четыре палеотектонические области (рис. 3). Первая – эпикаледонский континент, разросшийся к девону и испытавший подъем. На западе и севере этой области распространены континентальные красноцветные и пестроцветные обломочные породы молассового типа разного стратиграфического объема и подчиненные им вулканиты. Они залегают на всех более древних образованиях, включая силур, с угловым несогласием, заполняя наложенные орогенные впадины и грабены. Шире распространены отложения субплатформенного чехла, состоящие из морских мелководных преимущественно карбонатных осадков фамена. Вторая область соответствует зоне сочленения каледонид Центрального и Южного Казахстана и Джунгаро-Балхашских варисцид. Здесь получил развитие в качестве активной окраины палеоконтинента девонский краевой вулканический пояс, наземные породы которого залегают резко несогласно на подстилающих толщах, кроме, местами, силурийских. Третья область – Джунгаро-Балхашская – характеризует окраинный бассейн и отличается развитием морских отложе-

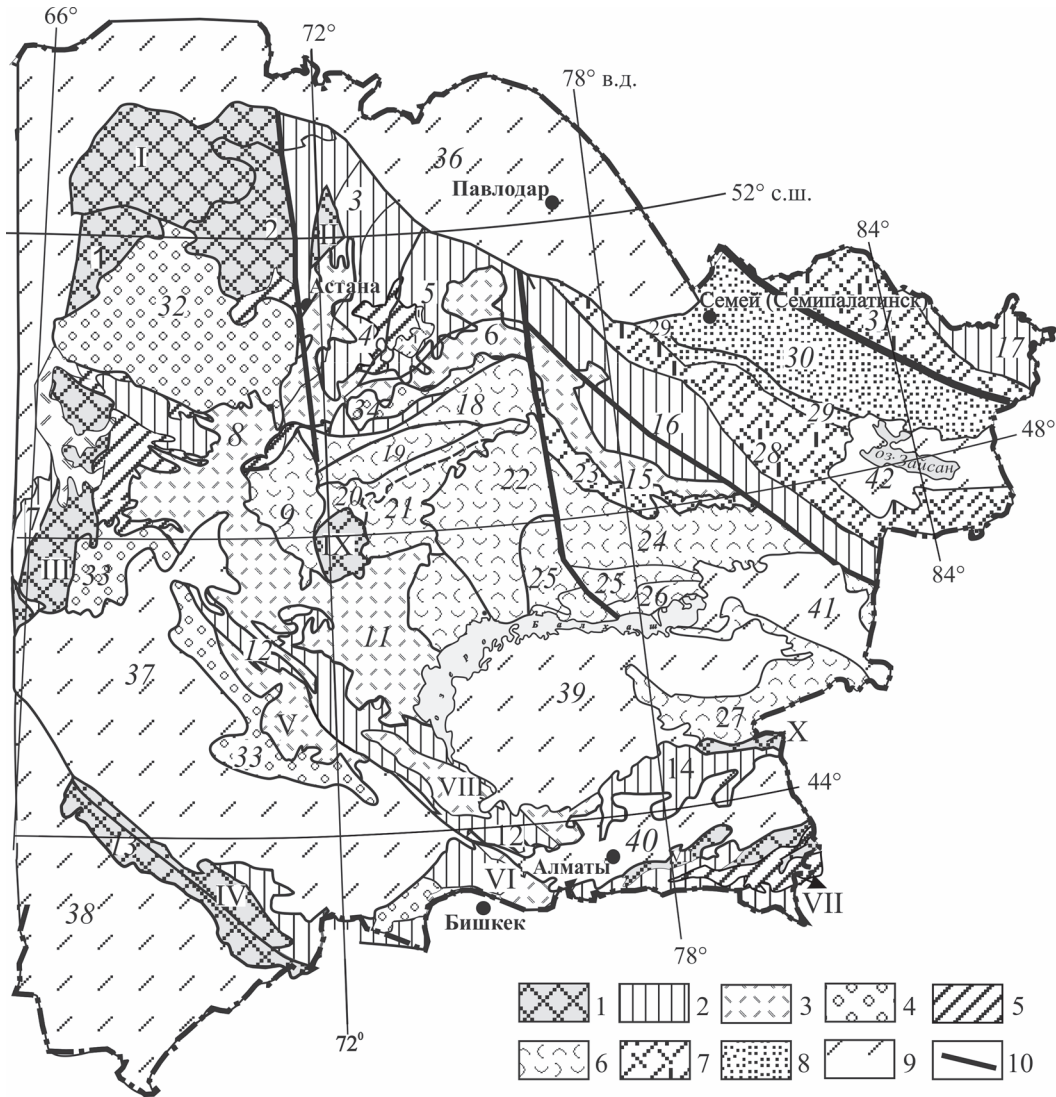


Рис. 3. Схема распространения девонских комплексов Казахстана.

1 – докембрийские массивы и области современного отсутствия девонских комплексов; 2 – область каледонид с ограниченным распространением девонских образований; 3 – краевой вулканический пояс; 4 – континентальные наложенные впадины; 5 – фамен-турнейский субплатформенный чехол; 6 – морские вулканогенно-осадочные и осадочные отложения Джунгаро-Балхашской окраинноморской области; 7 – островодужные комплексы; 8 – комплексы Обь-Зайсанского океанического бассейна; 9 – мезозойско-кайнозойские отложения; 10 – крупнейшие разломы. Названия зон – см. рис. 1.

Fig. 3. Scheme of recent distribution of the Devonian formations in Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs and areas of the recent absence of the Devonian formations; 2 – Caledonides with subordinate amount of the Devonian formations; 3 – marginal volcanic belt; 4 – continental superimposed depressions; 5 – Famennian-Tournaisian sub-platform sedimentary cover; 6 – marine volcano-sedimentary and sedimentary deposits of Junggar-Balkhash marginal-sea area; 7 – island arc formations; 8 – formations of the Ob-Zaysan paleoceanic basin; 9 – Meso-Cenozoic sediments; 10 – main faults. For names of areas and zones see Fig. 1.

ний, которые к северу от оз. Балхаш согласно перекрывают толщи силура. Юго-восточнее оз. Балхаш формируется девонская океаническая кора. Четвертая область – Обь-Зайсанская – отвечает бассейну с корой океанического типа и окаймлявшим его островным дугам.

*Эпикаледонский континент.* К юго-востоку от Кокчетавского массива в Селетинской зоне на кры-

слях мелких наложенных мульд обнажаются нижедевонские отложения: красноцветные песчаники, включающие покровы андезитовых порфириров, выше они сменяются пачкой полимиктовых и туфогенных песчаников и кислых туфов. Общая мощность отложений 1100 м. Верхняя часть нижнего девона представлена чередованием андезитов и кварцевых альбитофиров (2000 м). На них с раз-

мывом залегают среднедевонские конгломераты и аркозовые песчаники с пачками андезитов (700–1200 м). Выше преобладают красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты с остатками флоры живетско-франского возраста. Завершает разрез среднего–верхнего девона пачка грубозернистых терригенных пород мощностью 160–1670 м. На севере Ерементауской и Бошекульской зон аналогичные нижнедевонские образования без видимого несогласия перекрыты эйфельскими красноцветными отложениями (1400 м). Живетско-франские пестроцветные терригенные осадки с прослоями карбонатов (1500–1700 м) принадлежат здесь фациям солоновато-водной лагуны и пресноводного озера [Геологическое строение..., 2000].

По краям Тенизской и Джезказганской впадин вскрываются ниже-среднедевонские отложения мощностью около 2600 м [Геологическая карта..., 1984]. Внизу это пестроцветные конгломераты и песчаники, выше – маломощная пачка вулканогенных пород кислого состава. В Джезказганской впадине франские красноцветные терригенные породы (250–400 м) имеют клиноформное строение. На бортах впадины в подошве клиноформных пачек наблюдается несогласие, тогда как ближе к центру они залегают согласно. На западе Сарысу-Тенизской зоны средне-верхнедевонские породы выполняют серию грабенов запад-северо-западного простирания. Разрез в них начинается толщей лав андезибазальтов, которая выше сменяется осадочно-вулканогенной толщей риолитового состава с подчиненными потоками андезибазальтов. Совокупная мощность толщ меняется от центральных частей грабенов к их периферии от 4000 до 500 м. Венчается разрез залегающими с размывом франскими красноцветными грубообломочными осадками с флорой (700–150 м) [Геологическое строение..., 2000].

Фаменские отложения в пределах эпикаледонского континента распространены повсеместно. Они слагают нижнюю часть субплатформенного чехла, сохранившегося в разрозненных мульдах и впадинах, где часто трансгрессивно с базальными конгломератами перекрывают более древние образования. В отдельных структурах они с постепенным переходом залегают на осадках франского возраста. Для фамена характерны карбонатные фации с богатой фауной мощностью до 500 м и содержащие иногда пластовые марганцевые руды [Геологическое строение..., 2000].

*Краевой вулканический пояс.* В области наземного вулканизма раннего–среднего (эйфель) девона обособлены фронтальная (внешняя) и тыловая (внутренняя) части, которые различаются составом и петрохимией пород: низкощелочные и низкокальциевые образования внешней части пояса с удалением во внутренние зоны эпикаледонского континента сменяются высокощелочными и высококальциевыми фациями [Курчавов и др., 2000].

Во внешней части субширотного отрезка пояса (Северо-Карагандинская зона) в низах разреза большой объем занимают вулканиты кислого состава, в том числе игнимбриты, выше распространены андезибазальты, андезиты, дациты и риолиты. Общая мощность достигает 2000 м. Внизу вышележащей толщи (500–2000 м) преобладают туфы, игнимбриты, туфогенные песчаники с остатками раннедевонских растений, сверху больше игнимбритов и туфолав риолитового состава. К низам среднего девона относится толща около 1200 м игнимбритов, риолитов и их туфов. Выше преобладают туфы кислого состава, игнимбриты и туфогенные песчаники с участием андезибазальтов (до 1000–2000 м). Завершают разрез пестроцветные вулканомиктовые и туфогенные конгломераты, содержащие пачки песчаников, алевролитов и лав андезибазальтов (500–2000 м).

В западной ветви вулканического пояса (Атасуйская, Бурунтауская, Кызылэспинская зоны) нижний–средний девона близок разрезу Северо-Карагандинской зоны. В более внутренних (западных) районах на них с размывом залегают верхнедевонская толща конгломератов с линзами игнимбритов. Эту толщу покрывают и частично фациально замещают песчаники и известняки фамена.

В северной внутренней части пояса (юг Бошекульской, Ерементауской и Селетинской зон) низы вулканогенного комплекса сложены андезибазальтами, вулканомиктовыми и туфогенными конгломератами и песчаниками (до 3000 м). В среднем девоне преобладают кислые лавы и пирокластиты (800–1500 м). На востоке Сарысу-Тенизской зоны развиты нижнедевонские вулканиты андезибазальтового и андезидацитового состава. В западном направлении они замещаются конгломератами, песчаниками и андезибазальтами общей мощностью 1000 м. Средний девон представлен пестроцветными обломочными, туфогенными и вулканогенными породами андезибазальтового и риодацитового состава (2700–3700 м) [Курчавов и др., 2000].

В восточной ветви пояса вулканический распространены в Акбастауской зоне и вдоль юго-западного края Чингизской зоны. Внизу залегают нижнедевонские эффузивы и туфогенные породы андезитового состава (до 2200 м). Выше появляются игнимбриты и лавы риолитового и трахириолитового (внутренняя часть пояса) состава (около 2000 м). Их сменяют туфогенно-терригенные породы верхов нижнего–низов среднего девона (500–700 м) [Дегтярев и др., 2015]. На северо-востоке Чингизской зоны по границе с Обь-Зайсанской океанической областью прослеживается прерывистая полоса нижнедевонско-эйфельских наземных вулканитов. В основании разреза этой полосы, имеющей, как и основной вулканический пояс, надсубдукционную природу, преобладают андезиты, андезибазальты и их туфы (400–900 м). В верхней части – кис-

лые и щелочно-кислые лавы, туфы и игнимбриты (500–1000 м) [Геологическая карта..., 1979, 1984].

*Джунгаро-Балхашская область.* В Каиндинской зоне девонские породы составляют разрез островной дуги [Самыгин и др., 2015], основанием которой служил дислоцированный аккреционный комплекс, сложенный породами ордовика и силура. В разрезе нижнедевонской части (до 1600 м) половина приходится на вулканы – вулканические брекчии, агломераты, бомбовые туфы. Реже встречаются андезиты, трахиандезиты, андезидациты, дациты известково-щелочной серии. Среди осадков преобладают фациально-изменчивые вулканические и туфогенно-осадочные отложения. Довольно много карбонатных пород, содержащих кораллы пражского и эмского ярусов. Выше распространены игнимбриты, кварцевые порфиры, тефроида риолитового состава (200–220 м), на которых несогласно залегает грубообломочная толща (500 м) с прослоями углеродистых аргиллитов и глинистых известняков, содержащих живетские формы кораллов. К верхней части живетского и к франскому ярусам отнесены полимиктовые конгломераты и гравелиты (1400 м), которые выше сменяются песчаниками, алевролитами и известняками. Завершают островодужный разрез кварц-плагиоклазовые порфиры и тефроида дацитового состава предположительно фаменского возраста. В живетском веке заложился задуговой энсиалический прогиб, выполненный субщелочными андезибазальтами и их туфами (600–1000 м), несогласно перекрывшими образования краевого вулканического пояса. Основные вулканы сменяются выше разностями более кислого состава (вплоть до трахириолитового) мощностью 1000 м и более. В сторону вулканического пояса этот разрез замещается и перекрывается карбонатно-терригенной толщей (до 3000 м), прослоенной пепловыми туфами и туффитами, накопление которой продолжалось до начала карбона [Геологическая карта..., 1984; Тектоника Казахстана..., 1982].

Разрез Нуринско-Карасорской зоны сформировался в приконтинентальном прогибе окраинного бассейна. Его слагают согласно надстраивающиеся силур полимиктовые песчаники и алевролиты с брахиоподами лоховского и пражского ярусов. Их сменяют эмские пестроцветные граувакки и вулканические, изредка прослоенные туфами основного и кислого состава. Общая мощность отложений достигает 2500 м и более. На западе зоны в основании находится пачка конгломератов с гальками основных и кислых вулканических, яшм, известняков, кварцитов, гранодиоритов. Эйфельская часть разреза сложена полимиктовыми песчаниками и алевролитами, а также тефроидами и риолитовыми пепловыми туфами, горизонты которых особенно многочисленны на востоке. Там живетский ярус представлен

туфогенными песчаниками и гравелитами с пачками вулканических андезибазальтового и дацитового состава. Мощность среднего девона на востоке зоны 2500–3000 м. На западе мощность сокращается в несколько раз, внизу живета распространены известняки и известковистые песчаники, вверху – вулканические песчаники, туфопесчаники и пепловые туфы. На востоке Нуринско-Карасорской зоны известны породы фаменского возраста, представленные конгломератами, песчаниками и лавами андезибазальтов с линзами известняков. Мощность фамена здесь превышает 1500 м [Геологическое строение..., 2000].

Разрез девона Акжальской зоны, пограничной с каледонидами, в целом похож на разрез западной части Нуринско-Карасорской зоны. Его начинается мелкозернистые флишоиды (450–500 м), затем следуют туфогенные песчаники, алевролиты и кислые туфы (200–600 м) и красноцветные песчаники с эмской фауной. Средний девон не известен. К франскому ярусу отнесены терригенные осадки и кремнисто-глинистые сланцы (200 м). В вышележащей толще участвуют вулканы риолитового, дацитового, реже андезитового состава (до 2000 м). Затем следуют красноцветные песчаники с линзами конгломератов (100–360 м), согласно перекрываемые известняками фамена (400–500 м) [Геологическая карта..., 1984]. В Акжальской зоне распространены также фаменские углеродисто-глинисто-кремнисто-карбонатные флишоиды, приуроченные к грабенообразным структурам и свидетельствующие об их накоплении в относительно глубоководных условиях некомпенсированного прогибания [Тектоника Казахстана..., 1982].

Во внутренних зонах Джунгаро-Балхашского окраинного бассейна – Тастауской и Северо-Балхашской – в нижнедевонских разрезах преобладают зеленоцветные мелко-среднезернистые песчаники, содержащие маломощные прослои тонкозернистых туффитов кислого состава. Вверху в возрастающем количестве появляются туфогенные песчаники, алевролиты и пепловые туфы. Встречаются также линзы коралловых известняков (лохов), а выше – горизонты грубообломочных пород. Мощность лоховских-эмских толщ достигает 1000 м. Средний девон сложен мелкогалечными конгломератами, сменяющимися выше алевролитами с прослоями и линзами известняков и туфов дацитового состава (140–700 м). Отложения франского яруса представлены фациями разной глубинности. Это песчаники, гравелиты, туфопесчаники, туфы кислого состава и известняки. Их максимальная мощность достигает 780 м. Северо-восточнее, в Баканасской зоне, распространены пестроцветные более тонкообломочные породы с остатками флоры (1000 м). В Северо-Балхашской зоне выделяются фаменские осадки – полимиктовые песчаники, конгломераты с многочисленными прослоями

органогенно-детритовых известняков (300–400 м) [Геологическое строение..., 2000].

На юго-востоке Джунгаро-Балхашской области девонские породы относятся к офиолитовой ассоциации. В Северо-Джунгарской зоне на серпентинитовом меланже залегает толща видимой мощностью более 200 м, сложенная афировыми пиллоулавами толеитовых базальтов с пачками яшм и линзами известняков с конодонтами и кораллами живетского яруса. Их согласно перекрывает кремнисто-терригенная толща верхнего девонатурне (до 2000 м) [Дегтярев и др., 1993].

*Обь-Зайсанская область.* В осевой Чарской структурной зоне девонские толщи типичны для палеоокеанического бассейна. Здесь распространены дислоцированные тектонические пластины, сложенные серпентинитовым меланжем, толеитовыми базальтами, гиалокластитам, яшмами с радиоляриями нижнего девона и конодонтами среднего девона, алевритовыми туфосилицитами и редкими линзами пелагических известняков. С эйфеля появляются офиолитокластовые граувакки и массивы органогенных и биокластовых известняков, слагающих отдельные рифовые постройки, биогермы и банки. Вдоль границы Чарской и Калба-Нарымской зон обнажаются тонко переслаивающиеся аргиллиты и алевролиты, реже пелитоморфные известняки и кальцилиты с конодонтами фамена (200 м). На этих осадках согласно залегает толща мощностью 700–1500 м лав и туфов базальтов, трахибазальтов, реже андезибазальтов, чередующихся с фтанитами, яшмами и пластовыми известняками, содержащими конодонты позднего фамена–турне. Одновозрастный разрез черных глинистых сланцев и алевролитов (1500 м) занимает юго-западную часть Калба-Нарымской зоны [Ермолов и др., 1981; Беляев, 1985].

В Жарма-Саурской зоне в живете развиты островодужные вулканы, их туфы и туффиты известково-щелочной серии с преобладанием пород среднего состава. Наряду с мелководными грубообломочными осадками и биогермными известняками нередко присутствуют более глубоководные кремнистые отложения. К верхнему девону относится формационно близкая толща, сложенная андезибазальтами, их туфами и вулканомиктами. Внизу залегает горизонт (100 м) конгло-брекчий с обломками эффузивов дацитового, андезидацитового состава и яшм. Выше преобладают шаровые базальты. Эта толща замещается к северо-востоку пиллоу-базальтами, перекрытыми пачкой (около 150 м) яшм с позднедевонскими конодонтами [Геологическая карта..., 1979; Никитина и др., 2002]. Рудно-Алтайская зона характеризуется разрезом островодужного типа, принадлежащим к конвергентной окраине Палеосибири. Здесь на зеленых сланцах ордовика (?) резко несогласно залегают базальт-риолитовая толща и вулканотерригенные мелководные осадки эйфельско-

франского возраста (3000 м и более). Среди вулканических известково-щелочной серии резко преобладают кремнекислые разности. Вдоль юго-западного края зоны распространены породы фаменского возраста (2000–3000 м). Вулканы образуют непрерывный ряд от базальтов до риолитов с подавляющим преобладанием андезитов и дацитов. Много грубообломочных и красноцветных вулканических накоплений и продуктов их размыва. К северо-востоку в задуговом прогибе они замещаются флишеподобной толщиной аргиллитов, алевролитов, тефрогенных и вулканомиктовых песчаников, кремнистых туффитов [Тектоника Казахстана..., 1982].

### Поздний палеозой – терминальные этапы развития

**Карбон.** В каменноугольном периоде выделяются два этапа развития. Первый продолжает фаменскую трансгрессию и охватывает турнейское и частично визейское время, когда почти повсюду, включая эпикаледонский континент, господствовали морские условия седиментации с отложением терригенно-карбонатных пород субплатформенного чехла. Второй этап, который длился от середины визе до конца карбона, отличался контрастным изменением геодинамических обстановок. В результате возникла обширная область интенсивного вулканизма и континентального осадконакопления в отдельных впадинах. Морские остаточные бассейны сохранились только в Обь-Зайсанской области и в центральных и южных районах Джунгаро-Балхашской области. На втором этапе проявился в качестве новой орогенной структуры позднепалеозойский (включая пермь) наземный вулканический пояс, вложенный в виде дуги со смещением к югу в “раму” девонского пояса (рис. 4).

*Эпикаледонский континент.* В Чингизской зоне осадки турне продолжают разрез фамена, отличаясь более терригенным составом. Местами верхнетурнейские отложения несогласно залегают на среднедевонских породах и представлены песчаниками, гравелитами, алевролитами, углистыми аргиллитами (500–750 м). Их согласно надстраивает алевролит-песчаниковая толща нижнего–среднего визе с прослоями конгломератов, аргиллитов и углей (до 600 м) [Геологическая карта..., 1979; 1984].

В Северо-Карагандинской, Бошекульской и Еремантауской зонах в разрезах турне–визе, согласно надстраивающих фамен, преобладают алевролиты, песчаники и аргиллиты (200–600 м), вверху появляются прослои известняков, туффитов и углистых пород. На юго-западе Северо-Карагандинской зоны распространена терригенная толща верхнего визе–серпухова мощностью до 800 м, содержащая многочисленные пласты ка-

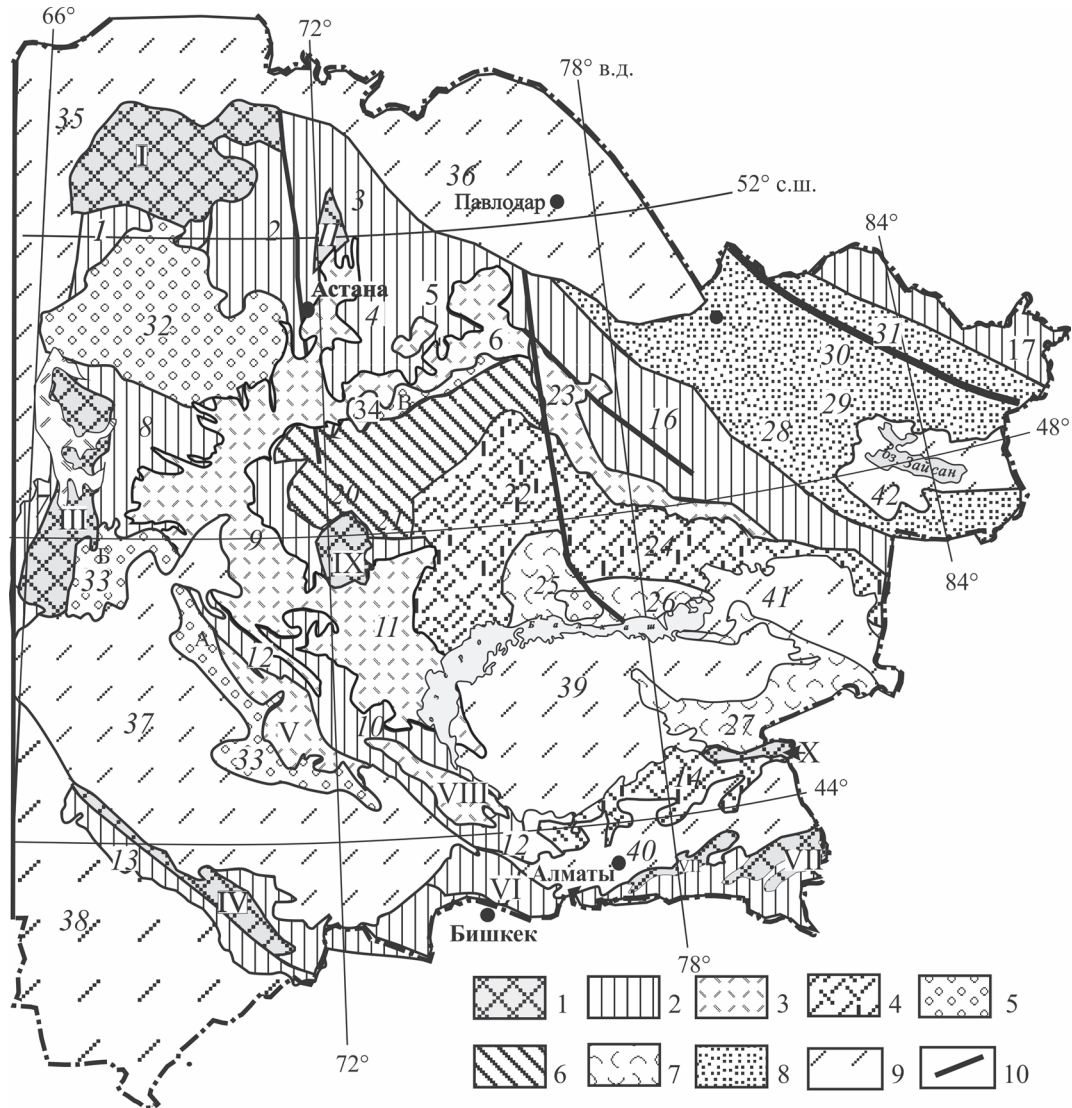


Рис. 4. Схема распространения позднепалеозойских комплексов Казахстана.

1 – докембрийские массивы; 2 – каледониды; 3 – девонский вулканический пояс; 4 – позднепалеозойский вулканический пояс; 5 – позднепалеозойские впадины (А – Тенизская, Б – Дзержказганская, В – Карагандинская); 6 – позднедевонская аккреционная призма; 7, 8 – остаточные морские бассейны: 7 – Джунгаро-Балхашский, 8 – Обь-Зайсанский; 9 – мезозойско-кайнозойские отложения платформенного чехла; 10 – крупнейшие разломы. Названия зон – см. рис. 1.

Fig. 4. Scheme of recent distribution of the Late Paleozoic formations in Kazakhstan.

1 – Precambrian massifs; 2 – Caledonides; 3 – Devonian volcanic belt; 4 – Late Paleozoic volcanic belt; 5 – Late Paleozoic intermountain depressions (A – Teniz, B – Dzhezkazgan, B – Karaganda); 6 – Late Devonian accretionary prism, 7, 8 – remnant seawater basins: 7 – Junggar-Balkhash, 8 – Ob-Zaysan; 9 – Meso-Cenozoic platform sedimentary cover; 10 – main faults. For names of areas and zones see Fig. 1.

менного угля (Карагандинский прогиб). На этой толще здесь согласно залегают отложения башкирского яруса (до 1200 м) – песчаники, алевролиты, аргиллиты с прослоями углей, пепловых туфов и туфопесчаников. В верхней части верхнего карбона появляются пестроцветные более грубообломочные осадки (500 м). Севернее Карагандинского прогиба к башкирскому ярусу отнесены алевролиты, аргиллиты, песчаники с прослоя-

ми известняков и пепловых туфов кислого состава (170–300 м) [Геологическое строение..., 2000]. На западе эпикаледонского континента, в Тенизской и Дзержказганской впадинах, а также в Сарысу-Тенизской зоне к турне относятся постепенно сменяющие фаменские карбонаты органогенно-детритовые и рифогенные известняки с обильной фауной (120–450 м). Нижний-средний визе сложен известняками, алевролитами, полимиктовыми

известковистыми песчаниками, аргиллитами, мергелями, туффитами (90–340 м). Верхневизейские–серпуховские отложения представлены пестроцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями известняков (220–660 м). Выше появляются углистые аргиллиты (160–650 м). Карбонатно-терригенные отложения башкирско-московского возраста в Тенизкой впадине имеют мощность 500–600 м. Одновозрастные осадки в Джекказганской впадине представлены ритмичным чередованием пестроцветных песчаников, конгломератов, алевролитов и аргиллитов. Вверху появляются известняки, иногда кремнистые туффиты. Мощность убывает к северному борту от 900 до 100 м. Залегающая с размывом более молодая толща (1000–300 м) состоит из полимиктовых конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими прослоями туфопесчаников и пепловых туфов. Завершают верхний карбон Джекказганской и Тенизкой впадин пестроцветные терригенные осадки, отличающиеся более широким развитием косослоистых грубообломочных разностей [Геологическая карта..., 1981; Геологическое строение..., 2000].

*Обь-Зайсанская область.* В Чарской сутурной зоне, представляющей фрагмент закрывающегося бассейна, к турне относятся алевролиты, аргиллиты, кремнистые туффиты тектонических пластин, залегающих в окружении олистостром среди граувакковых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев с гониатитами серпуховского возраста. Аналогичное положение занимают крупные биогермы известняков среднего–позднего визе [Тектоника Казахстана..., 1982; Беляев, 1985]. В смежных районах Калба-Нарымской зоны к визе относятся карбонатно-сланцевые осадки с преобладанием алевропитов и детритовых известняков (300 м), несогласно перекрытые грубыми терригенными отложениями башкирия. Здесь и в Чарской зоне развиты орогенные мульды, в которых на более древних породах, дислоцированных в результате коллизии Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской островных дуг при максимальном сближении Казахстанского и Сибирского палеоконтинентов, с размывом залегают позднекаменноугольные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты с прослоями туфов и лав андезибазальтов и андезитов (до 1000 м). Выше преобладают песчаники, алевролиты, содержащие прослои и линзы грубообломочных осадков, пеллицеподовых известняков, а также редкие горизонты лимнических углей (500–700 м) [Геологическая карта..., 1979; Ермолов и др., 1981].

В Жарма-Саурской зоне в раннем, местами в позднем карбоне продолжил формирование островодужный разрез. Это толща андезитов, дацитов, их туфов, туфопесчаников и кремнисто-глинистых сланцев турне (900–2000 м). Визейский ярус

(3200 м) представлен терригенными полимиктовыми осадками, углисто-глинистыми и глинисто-кремнистыми сланцами с горизонтами лав и туфов андезибазальтового и андезитового состава, вверху с пачкой брахиоподовых известняков (500–900 м). Верхневизейско-серпуховские толщи сложены андезитами, андезибазальтами, их туфами, песчаниками, алевролитами, углистыми аргиллитами (1500–2600 м). Вулканы к востоку замещаются преддуговым флишем кремнисто-терригенного, вулканомиктового и туфогенно-терригенного состава (более 2000 м). Залегающий с размывом верхний карбон в нижней части представлен конгломератами, песчаниками, углисто-глинистыми алевролитами, известняками (2000–3000 м) с брахиоподами и остатками флоры [Сальменова, Сергеева, 1998; Никитина и др., 2002]. На крайнем юго-востоке зоны распространены близкие по возрасту риолиты, дациты, андезиты, их туфы, песчаники (750–1700 м), которые согласно перекрывают серпуховские породы. В средней части верхнего карбона (800–1200 м) здесь преобладают вулканы – трахиандезиты, трахибазальты с прослоями песчаников и конгломератов, выше их сменяют риолиты, туфы и лавы дацитов, туфопесчаники и туфо-алевролиты. На северо-западе развита пестроцветная конгломерат-песчаниковая толща с горизонтами базальтов, андезибазальтов и туфов (1500 м) [Геологическая карта..., 1979].

В Рудно-Алтайской зоне на фаменских отложениях задугового прогиба согласно залегают алевролиты, известковистые, углеродистые аргиллиты и песчаники турне (1600 м). Их с размывом и угловым несогласием перекрывают алевролит-карбонатные и конгломерат-песчано-алевролитовые углеродистые осадки визе (500–1200 м). Серпуховские отложения представлены известняками с прослоями алевролитов, известковистых песчаников, гравелитов, углисто-глинистых алевролитов (350–600 м). Местами на нижневизейских отложениях залегают песчаники, конгломераты, алевролиты, аргиллиты с линзами углей молассы нижней части верхнего карбона (300 м) [Геологическая карта..., 1979].

*Джунгаро-Балхашская область.* Внутренняя часть области отмечена кратковременной вспышкой в начале карбона островодужного вулканизма, который начался еще в фамене маломощными эксплозиями кислых туфов [Геологическая карта..., 1984; Третьяков и др., 2016а]. В узкой полосе вдоль западной и северной границ Северо-Балхашской зоны в турне и раннем визе накапливались кремнекислые лавы, игнимбриты, разнообломочные туфы, туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, местами андезиты (1200–1600 м). Количество вулканического материала быстро убывает с удалением от этой полосы. В нижнем турне Баканасской зоны преобладают песчаники, алевролиты, содержащие прослои известняков и туфов



кислого состава (до 600 м). На юге Токрауской зоны нижний визе сложен песчаниками, известняками и туфами риолитов (500–700 м). В Северо-Балхашской и Тастауской зонах распространены мелкообломочные терригенные осадки и туффиты визейского и серпуховского возраста. Их перекрывают серые, реже пестрые вулканомиктовые и полимиктовые песчаники и конгломераты с отдельными горизонтами известняков, кислых туфов и туффитов башкирского яруса. Общая мощность визейско-башкирского разреза 2500 м [Геологическая карта..., 1984].

В Северо-Джунгарской зоне турнейский ярус (550–1500 м) внизу представлен терригенными осадками с прослоями туфов кислого состава и известняков. В средней части встречаются магнетитовые песчаники, тефроиды основного состава. Разрез завершается пачкой туфогенных пород. Визейские, серпуховские и башкирские отложения (1500–2000 м) состоят из туфоалевролитов, туффитов, углистых аргиллитов, глинисто-кремнистого флиша, с прослоями песчаников в верхней части. На них с размывом и конгломератами в основании залегают полимиктовые песчаники с прослоями алевролитов и линзами известняков московского яруса (более 250 м) [Геологическая карта..., 1981; 1984].

**Вулканический пояс.** Эта структура является частью Евразийского окраинно-континентального пояса, который протягивался вдоль океана Палеотетис-II [Моссаковский и др., 1993], находившегося за пределами рассматриваемой территории.

По данным А.М. Курчавова [1984], к северу от оз. Балхаш разрез начинается с верхневизейско-серпуховских образований (500–2000 м), которые с размывом залегают на более древних породах. Они представлены наземными вулканитами базальтового, андезитового, дацитового, риолитового состава. Им подчинены песчаники, конгломераты, туффиты, углистые аргиллиты. Здесь же распространены нерасчлененные ниже-верхнекаменноугольные толщ (несколько десятков – 2900 м), разрез начинается с конгломератов, которые выше сменяются туфами андезидацитового, дацитового состава и автомагматическими брекчиями андезитов. Вверху локально развиты трахидациты и трахириолиты. В Токрауской зоне к низам верхнего карбона относятся конгломераты, туфоконгломераты и туфопесчаники, выше следуют трахиандезиты, андезиты, андезидациты, их брекчии, затем – трахидациты с горизонтами песчаников и алевролитов (900 м). Верхняя часть верхнего карбона представлена лавами и туфами риолитового состава, игнимбритами с редкими прослоями туффитов, алевролитов, песчаников и конгломератов (200–1100 м). На востоке зоны присутствуют андезидациты, трахидациты, андезиты и их туфы. В Баканаской зоне низы верхнего карбона сложены туфами андезитового, андезибазальтового состава, туфоконгло-

мератами, внизу с прослоями песчаников, сверху – риолитовых туфов, которые с размывом перекрыты кислыми вулканитами с флорой верхнего карбона-нижней перми.

В Текели-Илийской зоне южной ветви позднепалеозойского пояса (см. рис. 1, 4) вулканиты турнейского яруса (900–1200 м) с размывом залегают на фаменских и более древних отложениях. Разрез сложен риолитовыми и дацитовыми туфами, игнимбритами с прослоями песчаников и гравелитов. Только в средней части развиты базальты и андезибазальты. К визейскому ярусу (1200–2000 м) принадлежат агломераты и среднеобломочные туфы дацитового, риодацитового, риолитового состава, туфопесчаники, туфогравелиты, сверху с прослоями туфов андезитового состава и горизонтами углей. Вышележащая толща андезитов отнесена условно к серпуховскому ярусу. На ней согласно залегают верхняя часть верхнего карбона, представленная лавами с прослоями туфов риолитового и риодацитового состава (400 м) [Геологическая карта..., 1984].

**Пермь.** В пределах каледонид Центрального и Южного Казахстана пермские отложения известны на западе, где они накапливались в разрозненных впадинах, в большей или меньшей степени унаследованных от каменноугольного времени. В Тенизской и Джезказганской впадинах это красноцветные терригенные осадки с прослоями известняков и гипсов, включающие остатки флоры, ракообразных и рыб (3000–3600 м). В Джезказганской впадине они меденосные и соленосные [Геологическая карта..., 1984]. На территории Джунгаро-Балхашской области варисцид доказанные пермские осадочные отложения отсутствуют.

На севере позднепалеозойского пояса (Токрауская и Баканаская зоны), а также в его южном отрезке (Текели-Илийская зона) распространены вулканогенные толщ пермского возраста мощностью от сотен до 2000 м и более. Они отличаются от каменноугольных большей контрастностью состава продуктов извержений и увеличением общей щелочности пород. Кроме того, пермские вулканиты отличаются наибольшей контрастностью по соотношению оксидов калия и натрия по сравнению с равнокислотными породами каменноугольного возраста. В целом от внутренних частей Джунгаро-Балхашской области в сторону каледонид породы позднепалеозойского вулканического пояса (карбон и пермь) становятся более щелочными и более калиевыми, особенно пермские вулканиты на севере Токрауской зоны [Курчавов, 1984].

В северной части Обь-Зайсанской области варисцид пермские угленосные образования вскрыты под мезозойско-кайнозойским чехлом [Геологическая карта..., 1979]. На юге области вдоль северной границы Жарма-Саурской зоны обнажаются терригенные отложения нижней перми, включающие го-

рючие сланцы (до 300 м). Они наращивают разрез верхнего карбона и с размывом перекрыты верхнепермскими угленосными терригенными отложениями, включающими горизонты туфов андезитового состава (750 м) [Геологическая карта..., 1979]. В центральной части Обь-Зайсанской области к небольшим орогенным впадинам постколлизиионного растяжения приурочены щелочно-кислые вулканы (500–1000 м) со спорами и пылью ранней перми [Ермолов и др., 1981].

#### ПЛУТОНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

Докембрийские плутонические комплексы были рассмотрены в разделе “Комплексы докембрийской континентальной коры”. Ниже указаны основные гранитоидные комплексы каледонид и варисцид. Гранитоиды в значительной степени преобладают среди плутонических пород Казахстана.

Почти все интрузивные комплексы каледонид связаны со становлением островных дуг. Среди раннекембрийских островодужных вулканитов Бошекульской зоны находятся тоналиты с U-Pb возрастом  $527 \pm 8 - 525 \pm 3$  млн лет [Дегтярев и др., 2010]. Островодужные интрузивные комплексы нескольких поколений известны в Чингизской зоне. Там по геологическим данным установлены гранитоиды среднего кембрия, раннего ордовика и позднего силура [Тектоника Казахстана..., 1982; Дегтярев и др., 2015б]. В Степнякской зоне кислым вулканистам тремадока комагматичны гранодиориты с U-Pb возрастом  $481 \pm 5$  млн лет [Kröner et al., 2008]. Становление средне-позднеордовикских островодужных комплексов Степнякской, Сарысу-Тенизской, Кендыктасской и Северо-Тяньшаньской зон завершилось внедрением гранодиоритов, U-Pb возраст которых варьирует от  $454 \pm 4$  до  $441 \pm 1$  млн лет [Дегтярев, 2012]. В пределах Кокчетавского докембрийского блока находится батолит, становление которого произошло в позднем ордовике–раннем силуре [Шатагин и др., 2001].

В пределах каледонид на консолидированном субстрате размещена подавляющая часть девонских гранитоидов, входящих в вулcano-плутоническую ассоциацию краевого пояса. U-Pb возраст отдельных интрузивов находится в интервале  $411 \pm 7 - 391 \pm 1$  млн лет [Курчавов и др., 2007]. К пограничной области каледонид с варисцидами приурочены гранитоиды позднепалеозойского возраста. В пределах Актау-Моинтинского блока распространены граниты с U-Pb возрастом  $309 \pm 6$ ,  $306 \pm 7$  и  $301 \pm 7$  млн лет. В центральной части Чингизской зоны U-Pb возраст гранитов равен  $297 \pm 7$  млн лет [Дегтярев и др., 2015б].

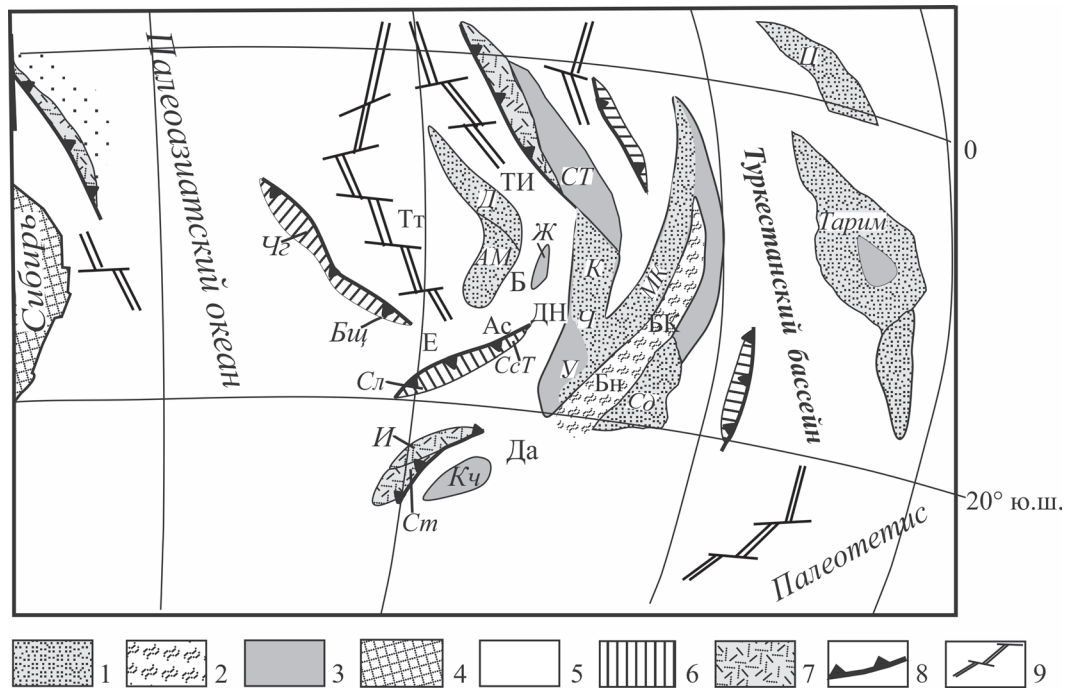
В варисцидах распространены гранитоиды от каменноугольного до позднепермского возраста. Площадь проявления интрузивного магматизма об-

ширнее ареала позднепалеозойских эффузивов. Rb-Sr возраст интрузивов в Нурынско-Карасорской зоне равен  $301 \pm 2$  млн лет, в Северо-Балхашской зоне – 290 млн лет [Геологическое строение..., 2000]. В Калба-Нарымской зоне известен протяженный батолит, U-Pb и Ar-Ar возраст пород которого варьирует в интервале 310–270 млн лет [Хромых и др., 2016].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Как было показано выше, формирование современной структуры палеозоид Казахстана происходило очень длительно – на протяжении почти 900 млн лет. Наиболее древние тектонические события зафиксированы в докембрийских комплексах, где сохранились проявления гренвильской орогении, датированные гранитизацией и внедрением гранитоидов в интервале 1150–950 млн лет. Гренвильская орогения привела к становлению значительного по размеру микроконтинента, состоявшего из древних сиалических образований Казахстана и находившегося на окраине суперконтинента Родиния. На микроконтиненте стал накапливаться эпигренвильский осадочный чехол. Было установлено, что 840–780 млн лет назад существовал краевой вулcano-плутонический пояс, возникший вдоль границы с Палеоазиатским океаном, который появился в начале распада Родинии. В дальнейшем одновременно с расширением палеоокеана началась, постепенно усиливаясь, деструкция микроконтинента. На рубеже поздний рифей–венд (криогений–эдиакарий) заложились Больше-Каратауский и Байконурский рифтогенные прогибы. В кембрии эпигренвильский микроконтинент распался на серию разномасштабных сиалических массивов и блоков, которые разделялись бассейнами и котловинами с океанической корой, окраинными по отношению к Палеоазиатскому океану. В результате сформировался мозаичный микроплитный ансамбль структур. Он осложнился с началом субдукционных процессов возникновением энсиматических островных дуг – Сарысу-Тенизкой, Селетинской, Бошекульской и Чингизкой. При этом океаническое крообразование неоднократно возобновлялось в различных местах в течение всего кембрия.

В конце кембрия–начале ордовика (рис. 5) произошла частичная перестройка микроплитного ансамбля. Существовавшие бассейны с океанической корой расширились, появились новые зоны спрединга (Тектурмасская, Северо-Балхашская, позже Агадырская зона) и возникли новые энсиматические островные дуги Акбастауская и Северо-Карагандинская, а также энсиалические дуги Степнякская и Северо-Тяньшаньская. В конце ордовика данные энсиалические дуги трансформировались в протяженные вулcano-плутонические пояса (Степняк-Сарысу-Тенизский и Северо-Тянь-



**Рис. 5.** Геодинамическая реконструкция Казахстана и соседних регионов для позднего кембрия–раннего ордовика (с использованием данных [Самыгин и др., 2015]).

1 – осадочные бассейны на континентальной коре; 2 – осадки эпиконтинентальных рифтогенных прогибов; 3 – области отсутствия континентальных осадков; 4 – зоны аккреции; 5 – области океанической коры с кремнисто-базальтовыми и кремнистыми чехлами; 6 – энсиматические островные дуги; 7 – энсиалические дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса; 8 – зоны субдукции; 9 – предполагаемые зоны спрединга.

Буквами указаны континентальные массивы: Кч – Кокчетавский, И – Ишкеольмесский, АМ – Актау-Моинтинский, Д – Джунгарский, Ж – Жельтавский, У – Улутауский, Ч – Чуйский, К – Кендыктасский, СТ – Северо-Тяньшанский, Сд – Сырдарьинский, МК – Малого Каратау, Ц – Цайдамский; бассейны и прогибы: Да – Джаркаинагачский, Е – Еремантауский, Ас – Атасуйский, Б – Бурунтауский, Тт – Тектурмасский, ДН – Джалаир-Найманский, ТИ – Текели-Илийский, Бн – Байконурский, БК – Большого Каратау; вулканические дуги: Чг – Чингизская, Бщ – Бошекулская, Сл – Селетинская, СсТ – Сарысу-Тенизская, Ст – Степнякская.

**Fig. 5.** Geodynamic reconstruction of Kazakhstan and adjacent territories for Late Cambrian–Early Ordovician (modified after [Samygin et al., 2015]).

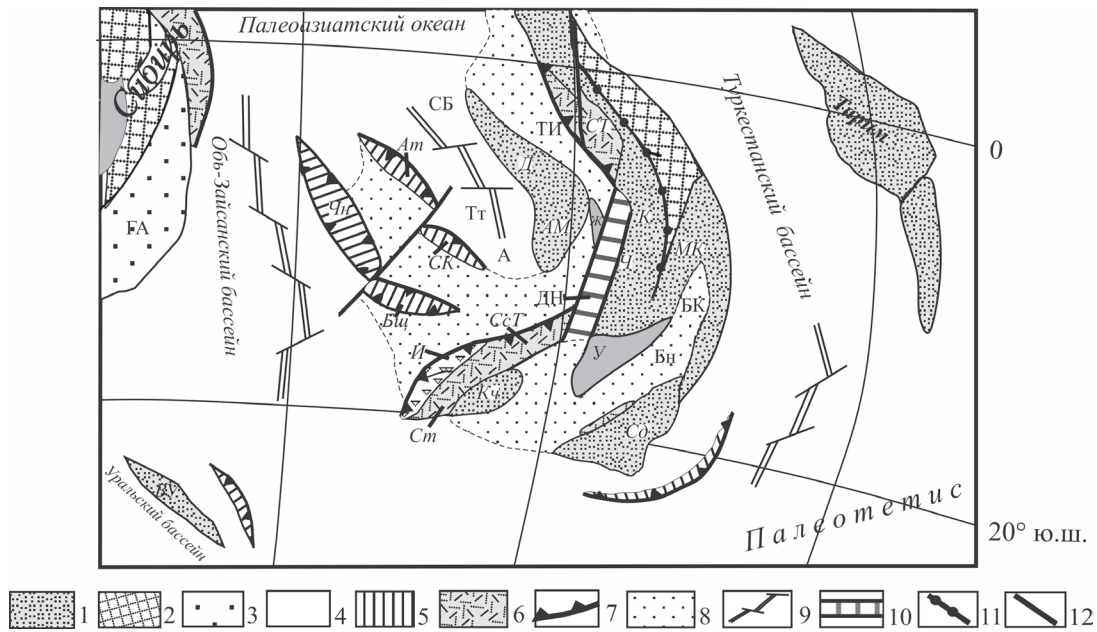
1 – sedimentary basins on the continental crust; 2 – sedimentary rocks from epicontinental riftogenic troughs; 3 – areas free of continental sediments; 4 – accretionary zones; 5 – domains of oceanic crust with chert-basalt and chert covers; 6 – ensimatic island arcs; 7 – ensialic arcs and marginal continental volcanic belts; 8 – subduction zones; 9 – inferred spreading zones.

Abbreviations in figure. *Continental massifs and blocks:* Kch – Kokshetau, I – Ishkeolmes, AM – Aktau-Mointy, D – Junggar, Zh – Zheltau, U – Ulytau, Ch – Shu, K – Kendyktas, CT – North Tien Shan, Cd – Syr Darya, MK – Lesser Karatau, Ts – Tzaidam; *basins and troughs:* Da – Dzarkainagach, E – Eremantau, As – Atasu, B – Buruntau, Tt – Tekturmas, DN – Zhalaïr-Nayman, TI – Tekeli-Ili, Bn – Baikonur, BK – Greater Karatau; *volcanic arcs:* Chg – Chingyz, Bch – Boshchekul, Sl – Selety, CcT – Sarysu-Teniz, St – Stepyak.

шанский). С заложением в тремадоке Степнякской дуги на краю Ишкеольмесского континентально-го массива началось погружение под него смежно-го участка океанической коры. Субдукция привела к сближению Кокчетавского массива с Ишкеольмесским. После полного поглощения разделявшего их бассейна стал погружаться в зону субдукции и Кокчетавский массив. В результате его пододвигания произошел срыв с кристаллического основания позднерифейского осадочного чехла, породы фундамента были в разной степени расчешуены и надвинуты вместе с отслоившимся чехлом в противоположном направлении. К концу раннего ордовика

возникла крупная аккреционная призма, представленная коллажем кокчетавских аллохтонных пластин, среди которых местами сохранились небольшие фрагменты раннепалеозойских океанических разрезов [Тектоника Казахстана..., 1982].

Со второй половины ордовика стал раскрываться и быстро разрастаться Обь-Зайсанский океанический бассейн, фрагменты осевой части которого сохранились в сутурной Чарской зоне. При этом площадь остальных бассейнов Казахстана, включая Горноалтайский, начала сокращаться, и в них возобладала терригенно-турбидитная седиментация (рис. 6).



**Рис. 6.** Геодинамическая реконструкция Казахстана и соседних регионов для позднего ордовика (с использованием данных [Самыгин и др., 2015]).

1 – осадочные бассейны на континентальной коре; 2 – зоны аккреции; 3 – бассейны с терригенной седиментацией; 4 – области океанической коры с кремнисто-базальтовыми и кремнистыми чехлами; 5 – энсиматические островные дуги; 6 – энсиалические дуги и окраинно-континентальные вулканические пояса; 7 – зоны субдукции; 8 – надсубдукционная аккреционная призма; 9 – предполагаемые зоны спрединга; 10 – сдвиговая зона; 11 – офиолитовая сутура; 12 – крупные разломы. Буквами дополнительно указаны: *BV* – Восточно-Уральский континентальный массив; *бассейны и прогибы*: *ГА* – Горно-Алтайский, *СБ* – Северо-Балхашский, *А* – Агадырский; *вулканические дуги*: *Ам* – Акбастауская, *СК* – Северо-Карагандинская. Остальные сокращения – см. рис. 5.

**Fig. 6.** Geodynamic reconstruction of Kazakhstan and adjacent territories for Late Ordovician (modified after [Samygin et al., 2015]).

1 – sedimentary basins on the continental crust; 2 – accretion zones; 3 – basins with terrigenous sedimentation; 4 – areas of oceanic crust with siliceous-basalt and siliceous covers; 5 – Ensimatic island arcs; 6 – ensialic arcs and marginal continental volcanic belts; 7 – subduction zones; 8 – super-subduction accretion prism; 9 – estimated spreading zones; 10 – shear zone; 11 – ophiolitic suture; 12 – large faults.

Abbreviations in figure. *BV* – East Ural continental massif; *basins and troughs*: *GA* – Gorny Altay, *SB* – North Balkhash, *A* – Aghadyr; *volcanic arcs*: *Am* – Aqbastau, *CK* – North Karaganda. Other abbreviations see in Fig. 5.

На рубеже ордовика и силура в результате субдукции под Степняк–Сарысу–Тенизский и Северо-Тяньшаньский вулcano-плутонические пояса и Акбастау–Северо-Карагандинскую островодужную систему смежные преддуговые бассейны были последовательно закрыты. Это привело к формированию на их месте различных аккреционных структур. Одновременно Джалаир-Найманский бассейн превратился в сдвигово-коллизонную зону между обрамлявшими его докембрийскими блоками. В силуре коллизонные и аккреционные процессы привели к объединению всех древних континентальных блоков, большинства островодужных сооружений раннего палеозоя и фрагментов океанической коры в один крупный эпикаледонский массив. Исключение составила Чингизская островная дуга, эволюция которой завершилась в позднем силуре внедрением гранитоидов, после чего эта структура перешла в континентальную стадию развития.

Казахстанский палеоконтинент, объединивший все каледонские зоны кроме Горно-Алтайской (см. рис. 1), окончательно оформился к девону. В разные интервалы девонского периода в Джунгаро-Балхашском и Обь-Зайсанском бассейнах, оставшихся в наследие от Палеоазиатского океана, началась субдукция океанической коры под палеоконтинент. В результате вдоль границ с Джунгаро-Балхашским бассейном возник ранне-среднедевонский наземный вулканический пояс. С конца лохкова по живет центральный и западный широкие сегменты его были магматически активны. Восточный сегмент пояса был узким. Здесь строение конвергентной окраины было осложнено почти одновременным появлением относительно небольшой Каиндинской дуги, в пределах которой вплоть до карбона функционировали подводные и островные вулканы. В зоне сочленения с Обь-Зайсанским океаническим бассейном возникла

протяженная Жарма-Саурская дуга, сохранявшая свою активность с живета по ранний карбон, местами дольше. По другую сторону Обь-Зайсанского бассейна, испытавшего дополнительное разрастание океанического дна, сформировалась средне-позднедевонская Рудно-Алтайская островная дуга.

Внутренние районы Казахстанского палеоконтинента отличаются широким развитием континентальных моласс конца среднего–начала позднего девона, которые часто ассоциируют с бимодальными вулканитами. Они выполняли ряд наложенных на каледонский фундамент впадин, наиболее крупные из которых находятся в Бошекульской, Селетинской, Сарысу-Тенизской зонах и по краям Джезказганской позднепалеозойской депрессии (см. рис. 1, 3).

Джунгаро-Балхашский бассейн на протяжении силура и девона (по фан включительно) характеризовался морским преимущественно терригенным осадконакоплением. На площади к северу от оз. Балхаш осадки становились с течением времени все более мелководными. Строение разрезов на разных участках зависело от расположения источников сноса, особенно районов активного вулканизма, расчлененности внутрибассейнового рельефа и степени прогибания отдельных зон. Вулканогенный материал в девонских разрезах в большом количестве присутствует лишь на востоке Нуринско-Карасорского прогиба вблизи Каиндинской дуги.

В конце живета перед широтным, частично западным сегментами девонского краевого вулканического пояса в результате субдукции возникла обширная аккреционная призма, охватившая Нуринско-Карасорскую (запад), Тектурмасскую, Ажжальскую и Агадырскую зоны. В двух последних зонах в позднем девоне появились высококальциевые кремнекислые наземные магматические образования. В фане–раннем карбоне на территории Казахстанского палеоконтинента формируется терригенно-карбонатный субплатформенный чехол относительно небольшой мощности. Одновременно в пределах позднедевонской аккреционной призмы, а также в Сарысу-Тенизской зоне появляются разно ориентированные грабены с черносланцевым (на призме) и карбонатным выполнением. В сократившемся Джунгаро-Балхашском бассейне вдоль его новой границы на некотором удалении от аккреционной призмы и Каиндинской дуги на исходе фанена и в начале карбона происходит кратковременная вспышка островодужного вулканизма. В Обь-Зайсанском бассейне островодужный разрез каменноугольного возраста присутствует в прибортовой Жарма-Саурской зоне.

В позднем палеозое на эпикаледонском континенте появляются орогенные впадины (см. рис. 4), заполнявшиеся отложениями, близкими к молассам, и угленосными осадками. С конца раннего карбона началось закрытие Джунгаро-Балхашского бассей-

на, а с позднего карбона – Обь-Зайсанского. Их закрытие и структурная перестройка были обусловлены процессами общего сжатия и латеральной аккреции, которые проявились на огромной площади и привели к формированию гигантского континента Северной Евразии. Позднепалеозойские вулканоплутонические комплексы Казахстана вошли в состав Евроазиатского окраинно-континентального вулканического пояса [Моссаковский и др., 1993], который протягивался вдоль океанического бассейна Палеотетис-II, находившегося за пределами рассмотренной территории. Коллизия на рубеже триаса континентальных масс, обрамлявших этот палеоокеан, завершила образование Центрально-Азиатского складчатого пояса вместе с его западной частью – казахстанскими палеозоидами.

## ВЫВОДЫ

1. Формирование современной структуры палеозойид Казахстана происходило длительно и многоэтапно на протяжении почти 900 млн лет.

2. В результате гренвильской орогении сформировался микроконтинент, на котором в неопротерозое возникли краевой вулканический пояс, принадлежащий окраине андийского типа, и разновозрастный кварцито-сланцевый осадочный чехол. Кварцито-сланцевый чехольный комплекс по отношению к краевому вулканическому поясу представлял собой тыловые накопления, возникшие за счет размыва как пород фундамента микроконтинента, так и кремнекислых вулканитов краевого пояса.

3. В позднем рифее (криогении) началась деструкция эпигренвильского микроконтинента. Деструктивные процессы, происходившие в конце криогения, обусловили заложение и последующее развитие в эдиакарии протяженной рифтогенной системы, которая привела к постепенному обособлению отдельных массивов с осадочными чехлами терригенно-кремнистого или карбонатного состава. За пределами рифтогенных прогибов в конце эдиакария возникли зоны поднятий и тектонического скучивания с вероятным образованием тектонических покровов.

4. В раннем палеозое территория Казахстана представляла собой сложную мозаику различных палеоструктур. Преобладают четыре основных формационных типа разрезов: чехлы докембрийских континентальных массивов, энсиалические рифтогенные прогибы, океанические бассейны, различные островные дуги и подчиненные им структуры.

5. В силуре коллизионные и аккреционные процессы привели к объединению всех докембрийских сиалических массивов, почти всех раннепалеозойских островодужных сооружений и фрагментов океанических бассейнов в композитный Протоказахстанский эпикаледонский континент, на котором местами накапливались постколлизионные

мелководные отложения с локальными проявлениями вулканизма.

6. В девоне окончательно сформировался эпикаледонский континент, при этом обособились четыре палеотектонические области. Первая возникла на западе и севере континента, где происходило накопление континентальных моласс и подчиненные им вулканы. Они залегают с угловым несогласием, заполняя наложенные орогенные впадины и грабены. Распространены отложения субплатформенного чехла, представленные мелководно-морскими преимущественно карбонатными отложениями фанера. Вторая область соответствует зоне сочленения каледонид Центрального и Южного Казахстана и Джунгаро-Балхашских варисцид. Здесь сформировался девонский краевой вулканический пояс. Третья (Джунгаро-Балхашская) область характеризует окраинный бассейн и отличается развитием морских отложений. Юго-восточнее оз. Балхаш формируется девонская океаническая кора. Четвертая (Обь-Зайсанская) область отвечает бассейну с корой океанического типа и окаймлявшим его островным дугам.

7. В каменноугольном периоде выделены два этапа развития. На первом (турнейское и частично визейское время) формировался субплатформенный чехол терригенно-карбонатного состава. На втором этапе (от середины визе до конца карбона) возникла обширная область континентального осадконакопления и позднепалеозойский (включая пермь) наземный вулканический пояс, вложенный в виде дуги со смещением к югу в раму девонского вулканического пояса. Остаточные морские бассейны сохранились только в Обь-Зайсанской области варисцид и в Джунгаро-Балхашской области.

8. Образования пермского возраста распространены фрагментарно. В каледонидах Центрального и Южного Казахстана в орогенных впадинах, унаследованных от каменноугольного времени, развиты красноцветные терригенные отложения. На севере позднепалеозойского вулканического пояса (Токрауская и Баканасская зоны), а также в его южном отрезке (Текели-Илийская зона) распространены вулканогенные толщи пермского возраста. Они отличаются от каменноугольных большей контрастностью состава продуктов извержений и увеличением общей щелочности пород.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Беляев С.Ю. (1985) Тектоника Чарской зоны (Восточный Казахстан). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 117с.  
Богданов А.А. (1984) Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, XXXIX(5-6), 40-68.  
Буслов М.М., Добрецов Н.Л., Вовна Г.М., Киселев В.И. (2015) Структурное положение, состав и геодинамическая природа алмазоносных метаморфических пород Кокчетавской субдукционно-коллизивной зо-

ны Центрально-Азиатского складчатого пояса (Северный Казахстан). *Геология и геофизика*, 56(1-2), 89-109.  
Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия восточноказахстанская. Объяснительная записка. (1979) Алма-Ата: Мингео СССР, 182 с.  
Геологическая карта Казахской ССР. Масштаб 1 : 500 000. Серия южноказахстанская. Объяснительная записка. (1981) Алма-Ата: Мингео СССР, 248 с.  
Геологическая карта Казахстана и Средней Азии масштаба 1 : 1 500 000 с приложениями. (1984) Л.: ВСЕГЕИ.  
Геологическое строение Казахстана. Ред. Г.Р. Бекжанова. (2000) Алматы: Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, 394 с.  
Герасимова Н.А., Новикова М.З., Курковская Л.А., Якубчук А.С. (1992) Новые данные по стратиграфии нижнего палеозоя Тектурмасского офиолитового пояса (Центральный Казахстан). *Бюлл. МОИП. Отд. геол.*, 67(3), 60-76.  
Григайтис Р.К., Ильченко Л.Н., Краськов Л.Н. (1989) Новые палеонтологические данные по докембрийским отложениям Южного Улутау (Центральный Казахстан). *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, (1), 68-79.  
Дегтярев К.Е. (2003) Положение Актау-Джунгарского микроконтинента в структуре палеозойд Центрального Казахстана. *Геотектоника*, (4), 14-34.  
Дегтярев К.Е. (2012) Тектоническая эволюция раннепалеозойских островодужных систем и формирование континентальной коры каледонид Казахстана. М.: ГЕОС, 289 с.  
Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Третьяков А.А., Котов А.Б., Ван К.-Л. (Kuo-Lung Wang) (2015a) Возраст и источники докембрийских циркон-рутиловых россыпей Кокчетавского сиалического массива (Северный Казахстан). *Докл. АН*, 464(5), 584-588.  
Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В. (2007) Кембрийская коллизия дуга-континент в палеозойдах Казахстана. *Геотектоника*, (1), 71-96.  
Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2010) Раннекембрийские офиолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста. *Докл. АН*, 431(4), 503-508.  
Дегтярев К.Е., Ступак А.Ф., Якубчук А.С. (1993) Девонские офиолиты Джунгарского Алатау (Южный Казахстан). *Докл. АН*, 333(1), 63-65.  
Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Ковач В.П., Третьяков А.А. (2015b) Процессы формирования и изотопная структура континентальной коры каледонид хребта Чингиз (Восточный Казахстан). *Геотектоника*, 49(6), 20-51.  
Дергунов А.Б. (1989) Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 192 с.  
Дергунов А.Б., Хераскова Т.Н. (1987) О покровном строении Майтубинского антиклинория (Улутау, Центральный Казахстан). *ДАН СССР*, 295(4), 928-932.  
Дмитриева Н.В., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Вишневецкая И.А., Каньгина Н.А., Николаева М.С., Шарф И.В. (2016) Неопротерозойские метавулканогенно-осадочные породы боздакской серии Южного Улутау (Центральный Казахстан): изотопно-геохимические и геохронологические данные. *Геология и геофизика*, 57(11), 1969-1991.  
Ермолов П.В., Антонюк Р.М., Гранкин М.С. (2012) Гео-

- динамика Южного Улутау в позднем протерозое. *Известия НАН Республики Казахстан. Сер. геологии и техн. наук*, **2**, 5-15.
- Ермолов П.В., Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Кленина Н.Л., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. (1981) Офиолиты Чарской зоны. *Офиолиты*. (Ред. А.А. Абдулин). Алма-Ата: Наука КазССР, 103-178.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. (1977) Венд Центрального Казахстана. *Материалы по геологии Центрального Казахстана*. (Ред. Ю.А. Зайцев). М.: Изд-во МГУ, 250 с.
- Курчавов А.М. (1984) Зональность орогенных вулканитов Казахстана (на примере верхнего палеозоя). М.: Наука, 205 с.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х. (2000) Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана. *Геотектоника*, **(4)**, 32-43.
- Курчавов А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Толкачев М.Д., Исмаилов Х.К., Гранкин М.С., Долгань Ф.В. (2007) Первые U-Pb и Sm-Nd изотопные данные по гранитоидам девонского вулканического пояса Казахстана. *Петрология*, **15(5)**, 547-555.
- Левашова Н.М., Гибшер А.С., Меерт Дж.Дж. (2011) Докембрийские микроконтиненты Урало-Монгольского пояса: новые палеомагнитные и геохронологические данные. *Геотектоника*, **(1)**, 58-79.
- Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1993) Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования. *Геотектоника*, **(6)**, 3-32.
- Никитин И.Ф. (1972) Ордовик Казахстана. Ч. I. Стратиграфия. Алма-Ата: Наука КазССР, 244 с.
- Никитина О.И., Васюков Ю.А., Нургалиев Г.Х., Никитина Л.Г., Пирогова Т.Е. (2002) Литолого-стратиграфический и фациальный состав отложений верхнего девона и (?) нижнего карбона Жарминской СФЗ в центральной части Семипалатинского испытательного полигона. *Материалы Международного совещания*. Алматы: Изд-во НАН Республики Казахстан, 106-108.
- Пучков В.Н. (2009) "Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? *Геотектоника*, **(1)**, 3-22.
- Пучков В.Н. (2016) Взаимосвязь плитотектонических и плюмовых процессов. *Геотектоника*, **(4)**, 88-104.
- Сальменова Л.Т., Сергеева Л.В. (1998) Кояндинская и коконьская свиты Семипалатинского полигона. *Геология Казахстана*, **(1)**, 70-73.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. (1994) Формации и обстановки седиментации в пределах раннепалеозойской активной окраины (хр. Чингиз, Центральный Казахстан). *Литология и полез. ископаемые*, **(3)**, 86-102.
- Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н., Курчавов А.М. (2015) Тектоническое развитие Казахстана и Тянь-Шаня в неопротерозое и в раннем-среднем палеозое. *Геотектоника*, **49(3)**, 66-92.
- Тектоника Казахстана (1982). Объяснительная записка к Тектонической карте Восточного Казахстана масштаба 1 : 2 500 000. (Ред. А.В. Пейве, А.А. Моссаковский). М.: Наука, 139 с.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Пилицына А.В., Яковлева С.З. (2016а) Мигматит-гнейсовый комплекс Чуйско-Кендыктаского сиалического массива (Южный Казахстан): строение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **467(2)**, 200-205.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Шатагин К.Н., Рязанцев А.В., Пилицына А.В. (2014а) Докембрийские магматические комплексы сиалических массивов Казахстана. *Мат-лы Второго Российско-Казахстанского Международного научного совещания "Корреляция Алтаид и Уралид"*. Новосибирск: СО РАН, 171-173.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Летникова Е.Ф., Анисимова И.В., Яковлева С.З. (2014б) Позднедокембрийский магматизм Южного Улутау (Центральный Казахстан). *Мат-лы Всерос. науч. совещ. "Геодинамическая эволюция литосферы"*. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2014, **9**, 213-215.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Сальникова Е.Б., Шатагин К.Н., Котов А.Б., Рязанцев А.В., Пилицына А.В., Яковлева С.З., Толмачева Е.В., Плоткина Ю.В. (2016б) Палеопротерозойские анорогенные гранитоды Жельтавского сиалического массива (Южный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **466(2)**, 196-201.
- Третьяков А.А., Дегтярев К.Е., Шатагин К.Н., Пилицына А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Яковлева С.З., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В. (2015) Неопротерозойские риолиты Улутауского докембрийского массива (Центральный Казахстан): структурное положение и обоснование возраста. *Докл. АН*, **462(3)**, 325-329.
- Хераскова Т.Н. (1986) Венд-кембрийские формации каледонид Азии. М.: Наука, 248 с.
- Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г. (2010) Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана. *Геотектоника*, **(1)**, 5-28.
- Хераскова Т.Н., Самыгин С.Г., Руженцев С.В., Моссаковский А.А. (1995) Позднерифейский окраинно-континентальный вулканический пояс Восточной Гондваны. *Докл. АН*, **342(5)**, 661-664.
- Хромых С.В., Цыганков А.А., Котлер П.Д., Крук Н.Н., Владимиров А.Г., Травин А.В., Юдин Д.С., Бурмакина Г.Н., Хубанов В.Б., Караваева Г.С. (2016) Позднепалеозойский гранитоидный магматизм Восточного Казахстана и Западного Забайкалья: тестирование плюмовой модели. *Геология и геофизика*, **57(5)**, 983-1004.
- Шатагин К.Н., Дегтярев К.Е., Голубев В.Н., Астраханцев О.В., Кузнецов Н.Б. (2001) Вертикальная и латеральная неоднородность коры Северного Казахстана: данные геохронологического и изотопно-геохимического изучения палеозойских гранитоидов. *Геотектоника*, **(5)**, 26-44.
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and Its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age, and Tectonic Settings. *Geotectonics*, **50(1)**, 71-142.
- Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermelov P. (2008) Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole rock Nd isotopic systematic. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 118-130.

## REFERENCES

- Belyaev S. Yu. (1985) *Tektonika Charskoi zony (Vostochnyi Kazakhstan)* [Tectonics of the Char zone (East Kazakhstan)]. Novosibirsk: Igig SB As USSR, 117 p. (In Russian)
- Bogdanov A.A. (1984) Main features of Central Kazakhstan Paleozoic structures. *Byull. MOIP. Otd., Geol., XXXIX*(5-6), 40-68. (In Russian)
- Buslov M.M., Dobretsov N.L., Vovna G.M., Kiselev V.I. Structural location, composition, and geodynamics of diamond-bearing metamorphic rocks of the Kokchetav subduction-collision zone of the Central Asian fold belt (northern Kazakhstan). *Geol. Geofiz.*, **56**(1-2), 89-109. (In Russian)
- Degtyarev K.E. (2003) Position of the Aktau-Dzhungar Microcontinent in the Structural Framework of the Paleozooids of the Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (4), 14-34. (In Russian)
- Degtyarev K.E. (2012) *Tektonicheskaya evolyutsiya ranne-paleozoiskikh ostrovoduzhnykh sistem i formirovanie kontinental'noi kory kaledonid Kazakhstana* [Tectonic evolution of the Early Paleozoic island arc systems and formation of the continental crust in the Caledonides of Kazakhstan]. Moscow, GEOS Publ., 289 p. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Kovach V.P., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Van K.-L. (Kuo-Lung Wang) (2015) Age and sources of Precambrian zircon-rutile placers of Kokchetav sialic massif (Northern Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **464**(5), 584-588. (In Russian)
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V. (2007) Cambrian arc-continent collision in the Paleozooids of Kazakhstan. *Geotectonics*, **41**(1), 63-86.
- Degtyarev K.E., Ryazantsev A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z. (2010). Early Cambrian ophiolites of the Boshchekul Zone (Central Kazakhstan): Structure of sections and age substantiation. *Dokl. Earth Sci.*, **431**(2), 413-417.
- Degtyarev K.E., Stupak A.F., Yakubchuk A.S. (1993) Devonian ophiolite in the Dzhungarskiy Alatau (southern Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **333**(1), 63-65 (In Russian)
- Degtyarev K.E., Tolmacheva T.Yu., Tret'yakov A.A., Kotov A.B., Shatagin K.N. (2016) Cambrian to Lower Ordovician Complexes of the Kokchetav Massif and Its Fringing (Northern Kazakhstan): Structure, Age, and Tectonic Settings. *Geotectonics*, **50**(1), 71-142.
- Degtyarev K.E., Tret'yakov A.A., Shatagin K.N., Kovach V.P. (2015) The formation processes and isotopic structure of continental crust of the Chingiz Range Caledonides (Eastern Kazakhstan). *Geotectonics*, **49**(6), 485-514.
- Dergunov A.B. (1989) *Kaledonidy Tsentral'noi Azii* [Caledonides of the Central Asia]. Moscow, Nauka Publ. 192 p. (In Russian)
- Dergunov A.B., Kheraskova T.N. (1987) About cover structure Maityubinsk anticlinorium (Ulutau, Central Kazakhstan). *Dokl. Akad. Nauk*, **295**(4), 928-932. (In Russian)
- Dmitrieva N.V., Letnikova E.F., Shkol'nik S.I., Vishnevskaya I.A., Kanygina N.A., Nikolaeva M.S., Sharf I.V. (2016) Neoproterozoic metavolcano-sedimentary rocks of Mozdok series South Ulutau (Central Kazakhstan): isotope-geochemical and geochronological data. *Geol. Geofiz.*, **57**(11), 1969-1991. (In Russian)
- Ermolov P.V., Antonyuk R.M., Grankin M.S. (2012) Geodynamics of the South Ulytau in the Late Proterozoic. *Izvestiya NAN Rep. of Kazakhstan. Ser. geologii i Tech. nauk.* **2**, 5-15. (In Russian)
- Ermolov P.V., Polyanskii N.V., Dobretsov N.L., Klenina N.L., Khomyakov V.D., Kuzebny V.S., Revyakin P.S., Bortsov V.D., (1981) Ophiolity of Chara zone. *Ophiolity* [Ophiolity]. (Ed. A.A. Abdulin). Alma-Ata. Nauka KazSSR, 103-178. (In Russian).
- Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Masshtab 1 : 500 000. Seriya vostochnokazakhstanskaya. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological Map of Kazakh SSR, scale 1 : 500 000. East Kazakhstan set: Explanatory Note]. (1979) Alma-Ata, Mingeo SSSR, 182 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Kazakhskoi SSR. Masshtab 1 : 500 000. Seriya yuzhnokazakhstanskaya. Ob'yasnitel'naya zapiska* [Geological Map of Kazakh SSR, scale 1 : 500 000, South Kazakhstan set: Explanatory Note]. (1981) Alma-Ata, Mingeo SSSR, 248 p. (In Russian)
- Geologicheskaya karta Kazakhstana i Srednei Azii masshtaba 1 : 1 500 000 s prilozheniyami* [Geological map of Kazakhstan and Central Asia scale 1 : 1 500 000 with applications]. (1984) Leningrad, VSEGEI Publ. (In Russian)
- Geologicheskoe stroenie Kazakhstana* [Geological Structure of Kazakhstan ] (Ed. G.R. Bekzhanova) (2000). Almaty, Akademiya mineral'nykh resursov Respubliki Kazakhstan Publ., 394 p. (In Russian)
- Gerasimova N.A., Novikova M.Z., Kurkovskaya L.A., Yakubchuk A.S. (1992). New data on stratigraphy of the lower Paleozoic of the Tekturmas ophiolitic belt (Central Kazakhstan). *Byull. MOIP. Otd. Geol.*, **67**(3), 60-76. (In Russian)
- Grigaitis R.K., Il'chenko L.N., Kras'kov L.N. (1989) New paleontological data on Precambrian deposits of southern Ulutau (Central Kazakhstan). *Izv. Akad. nauk SSSR. Ser. Geol.*, (1), 68-79. (In Russian)
- Kheraskova T.N. (1986) *Vend-kembriiskie formatsii kaledonid Azii* [Vendian-Cambrian formations in the Central Asian Caledonides]. Moscow, Nauka Publ., 248 p. (In Russian)
- Kheraskova T.N., Bush V.A., Didenko A. N., Samygin S.G., (2010) Breakup of Rodinia and Early Stages of Evolution of the Paleasian Ocean. *Geotectonics*, **44**(1), 3-24.
- Kheraskova T., Samygin S., Ruzhentsev S.V., Mossakovskii A.A. (1995) Late Riphean marginal continental belt of the East Gondwanaland. *Dokl. Akad. Nauk*, **342**(5), 661-664.
- Khromykh S.V., Tsygankov A.A., Kotler P.D., Kruk N.N., Vladimirov A.G., Travin A.V., Yudin D.S., Burmakiina G.N., Khubanov B.V., Karavaeva G.S. (2016) Late Paleozoic granitoid magmatism of the Eastern Kazakhstan and Western Transbaikalia: testing the plume model. *Geol. Geofiz.*, **57**(5), 983-1004.
- Kröner A., Hegner E., Lehmann B., Heinhorst J., Wingate M.T.D., Liu D.Y., Ermelov P. (2008) Palaeozoic arc magmatism in the Central Asian Orogenic Belt of Kazakhstan: SHRIMP zircon and whole rock Nd isotopic systematic. *J. Asian Earth Sci.*, **32**, 118-130.
- Kurchavov A.M (1984) *Zonal'nost' orogennykh vulkanitov Kazakhstana (na primere verkhnego paleozoya)* [Zoning of orogenic volcanic rocks of Kazakhstan (on the example of Upper Paleozoic)] Moscow, Nauka Publ., 205 p. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Grankin M.S., Mal'chenko E.G., Zhukovskii V.I., Khamzin B.S., Mazurov A.K., Khamza S.Kh. (2000) Zonation, segmentation and paleogeodynamics of



- the Devonian volcanic belt in Central Kazakhstan. *Geotektonika*, (4), 32-43. (In Russian)
- Kurchavov A.M., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Kovach V.P., Tolkachev M.D., Ismailov K., Grankin M.S., Dolgan' F.V. (2007) First U–Pb and Sm–Nd isotopic data after granitoides of the Devonian volcanic belt of Kazakhstan. *Petrologiya*, 15 (5), 547-555. (In Russian)
- Levashova N.M. Gibsher A.S., Meert J. John (2011) Precambrian microcontinents of the Ural-Mongolian belt: new paleomagnetic and geochronological data. *Geotektonika*, (1), 58-79. (In Russian)
- Mossakovskii A.A., Ruzhentsev S.V., Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1993) Central Asian fold belt: geodynamic evolution and history of formation. *Geotektonika*, (6), 3-32. (In Russian)
- Nikitin I.F. (1972) *Ordovik Kazakhstana. Ch. I. Stratigrafiya* [Ordovician of Kazakhstan. Pt 1. Stratigraphy]. Alma-Ata, Nauka KazSSR Publ., 244 p. (In Russian)
- Nikitina O.I., Vasyukov Y.A., Nurgaliev G.Kh., Nikitina L.G., Pirogova T.E. (2002) Litho-stratigraphic and facies composition of sediments of the Upper Devonian and (?) Lower Carboniferous area of Zharma SFZ in the Central part of the Semipalatinsk test site. *Materialy Mezhdunarodnogo soveshchaniya* [Materials of the International meeting]. Almaty, Publishing House of Kazakhstan SSR, 106-108. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2009) "Great discussion" on plumes: so who is right after all? *Geotectonics*, (1), 3-22. (In Russian)
- Puchkov V.N. (2016) Interrelation of Plate-tectonic and Plume Processes. *Geotectonics*, (4), 88-104. (In Russian)
- Sal'menova L.T., Sergeeva L.V. (1998) Koyandinskaya and Kokon suites of Semipalatinsk test site. *Geologiya Kazakhstana*, (1), 70-73. (In Russian)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N. (1994) Formations and sedimentation settings at the Early Paleozoic active margin of the Chingiz Ridge, Central Kazakhstan. *Lithol. Polezn. Iskop.*, (3), 86-102. (In Russian)
- Samygin S.G., Kheraskova T.N., Kurchavov A.M. (2015) Tectonic Evolution of Kazakhstan and Tien Shan in Neoproterozoic and Early–Middle Paleozoic. *Geotectonics*, 49(3), 219-241.
- Shatagin K.N., Degtyarev K.E., Golubev V.N., Astrahancev O.V., Kuznecov N.B. (2001) Vertikal'naya i lateral'naya neodnorodnost' kory Severnogo Kazakhstana: dannye geokhronologicheskogo i izotopno-geokhimicheskogo izucheniya paleozoiskikh granitoidov. *Geotektonika*, (5), 26-44.
- Tektonika Kazakhstana Ob'yasnitel'naya zapiska k Tektonicheskoi karte Vostochnogo Kazakhstana masshtaba 1 : 2 500 000. (Red. A.V. Peive, A.A. Mossakovskii)* [Tectonics of Kazakhstan. Explanatory Notes to the Tectonic Map of the Eastern Kazakhstan at scale 1 : 2 500 000. (Eds A.V. Pejve, A.A. Mossakovskii)]. (1982) Moscow, Nauka Publ., 139 p. (In Russian).
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Kotov A.B., Shatagin K.N., Ryazantsev A.V., Pelicana A.V. (2014a) Precambrian magmatic complexes of Kazakhstan sialic massifs. *Materialy II Rossiisko-Kazakyskoi nauchnoi konferentsii "Korrelyatsiya Altaid I Uralid"* [Materials of the Second Russian-Kazakhstan International scientific meeting "Correlation of Altaid and Uralid"]. Novosibirsk, SB RAS, 171-173. (In Russian)
- Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Kovach V.P., Kotov A.B., Sa'lnikova E.B., Pilitsyn A.V., Yakovleva S.Z. (2016a) Migmatite gneiss complex Choo-Kendyktas sialic massif (southern Kazakhstan): structure and justification of the age. *Dokl. Earth Sci.*, 467(2), 200-205.
- Tret'yakov A.A., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Shatagin K.N., Kotov A.B., Letnikova E.F., Anisimova I.V., Yakovleva S.Z. (2014b) late Cambrian magmatism of Southern Ulutau (Central Kazakhstan). *Materialy Vserossiiskoi nauchnoi konferentsii "Geodinamicheskaya evolyutsiya litosfery"* [Materials of the all-Russian scientific meeting "Geodynamic evolution of the lithosphere"] IZK SB RAS, 213-215. (In Russian)
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Sal'nikova E.B., Shatagin K.N., Kotov A.B., Ryazantsev A.V., Pilitsyn A.V., Yakovleva S.Z., Tolmacheva E.V., Plotkina Yu.V. (2016b) Paleoproterozoic anorogenic granitoida Delta-scope sialic massif (southern Kazakhstan): structural position and age substantiation. *Dokl. Akad. Nauk.*, 466(2), 196-201. (In Russian)
- Tret'yakov, A.A., Degtyarev K.E., Shatagin K.N., Pelicana A.V., Kotov A.B., Sal'nikova E.B., Yakovleva S.Z., Anisimova I.V., Plotkin V. (2015) Neoproterozoic rhyolites Precambrian Ulutau massif (Central Kazakhstan): structural position and age substantiation. *Dokl. Akad. Nauk*, 462(3), 325-329. (In Russian)
- Zaitsev Yu.A., Kheraskova T.N. (1979) *Vend Tsentral'nogo Kazakhstana* [Vendian of the Central Kazakhstan] (Red. Yu.A. Zaitsev). Moscow, Moscow St. Univ. Publ., 250 p. (In Russian)