

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ТЕКТОНИКИ И ГЕОДИНАМИКИ

УДК 551.243, 552.122 (571.151)

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО  
СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА (*палеозойды Казахстана*)

**В.В. Коробкин, М.М. Буслов\***

*Казахстанско-Британский технический университет, 480091, Алматы, ул. Толи би, 59, Казахстан*

*\* Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,  
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

На основании анализа стратиграфических и геологических данных показаны палеогеографические и палинспастические реконструкции палеозойд Казахстана, рассмотрена их многостадийная геодинамическая эволюция, обоснована схема тектонического районирования. Приводится описание главных этапов формирования: заложение кембрийских и ордовикских островных дуг; позднеордовикское развитие составного аккреционно-коллизийного Казахстанского континента как результат континентальной субдукции и амальгамации блоков Гондваны с островными дугами, образование протяженного коллизийного пояса гранитоидов; развитие девонских и каменноугольно-пермских активных окраин составного континента; дальнейшая его позднепалеозойская тектоническая деструкция.

В позднем ордовике в пределах Казахстанского континента формируются терригенные и вулканогенные компенсированные осадочные комплексы, которые продолжали свое развитие в силуре. На границах с Уральским, Туркестанским и Джунгаро-Балхашским океанами образуются Сакмарская, Тагильская, Восточно-Уральская и Степнякская вулканические островные дуги. В конце силура происходит коллизия Казахстанского континента с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского океанов, что приводит к формированию моласс, а также гранитных поясов в Северном Тянь-Шане и Чингизе. В дальнейшем происходит развитие девонских и каменноугольно-пермских активных окраин составного континента, во внутренних частях формируются раннедевонские рифтогенные вулканогенно-осадочные образования, среднепозднедевонская вулканогенная моласса, позднедевонско-раннекарбонатные рифтогенные осадочно-вулканогенные, шельфовые терригенно-карбонатные толщи и угленосные озерно-болотные осадки, среднепозднекарбонатные обломочные образования бессточных впадин. В пермское время на южной окраине составного Казахстанского континента проявился плюмовый магматизм, который по времени совпал с формированием красноцветной молассы и тектонической деструкцией палеозойд Казахстана в результате коллизии Восточно-Европейского и Казахстанско-Байкальского континентов.

*Главные тектонические элементы палеозойд Казахстана; палеогеографические, палинспастические, тектонические, геодинамические реконструкции; Палеоазиатский океан.*

TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE WESTERN CENTRAL ASIAN FOLD BELT  
(*Kazakhstan Paleozoides*)

**V.V. Korobkin and M.M. Buslov**

On the basis of stratigraphical and geological data, paleogeographical and palinspastic reconstructions of the Kazakhstan Paleozoides were made, their multistage geodynamic evolution was considered, and their tectonic zonation was substantiated. The main stages are described: the initiation of the Cambrian and Ordovician island arcs; the development of the Kazakhstan accretionary-collisional composite continent in the Late Ordovician as a result of continental subduction and the amalgamation of Gondwana blocks with the island arcs (a long granitoid collisional belt also formed in this period); the development of the Devonian and Carboniferous-Permian active margins of the composite continent; and its tectonic destruction in the Late Paleozoic.

In the Late Ordovician, compensated terrigenous and volcanosedimentary complexes formed within Kazakhstan and developed in the Silurian. The Sakmarian, Tagil, Eastern Urals, and Stepnyak volcanic arcs formed at the boundaries with the Ural, Turkestan, and Junggar-Balkhash Oceans. In the late Silurian, Kazakhstan collided with the island arcs of the Turkestan and Ob'-Zaisan Oceans, with the formation of molasses and granite belts in the northern Tien Shan and Chingiz. This was followed by the development of the Devonian and Carboniferous-Permian active margins of the composite continent and the inland formation of the Early De-

vonian rift-related volcanosedimentary rocks, Middle-Late Devonian volcanic molasse, Late Devonian–Early Carboniferous rift-related volcanosedimentary rocks, terrigenous-carbonate shelf sediments, and carbonaceous lake–bog sediments, and Middle-Late Carboniferous clastic rocks of closed basins. In the Permian, plume magmatism took place on the southern margin of the Kazakhstan composite continent. It was simultaneous with the formation of red-colored molasse and the tectonic destruction of the Kazakhstan Paleozooids as a result of a collision between the East European and Kazakhstan-Baikal continents.

*Dips and strikes of the Kazakhstan Paleozooids, paleogeographical, palinspastic, tectonic, and geodynamic reconstructions, Paleasian Ocean*

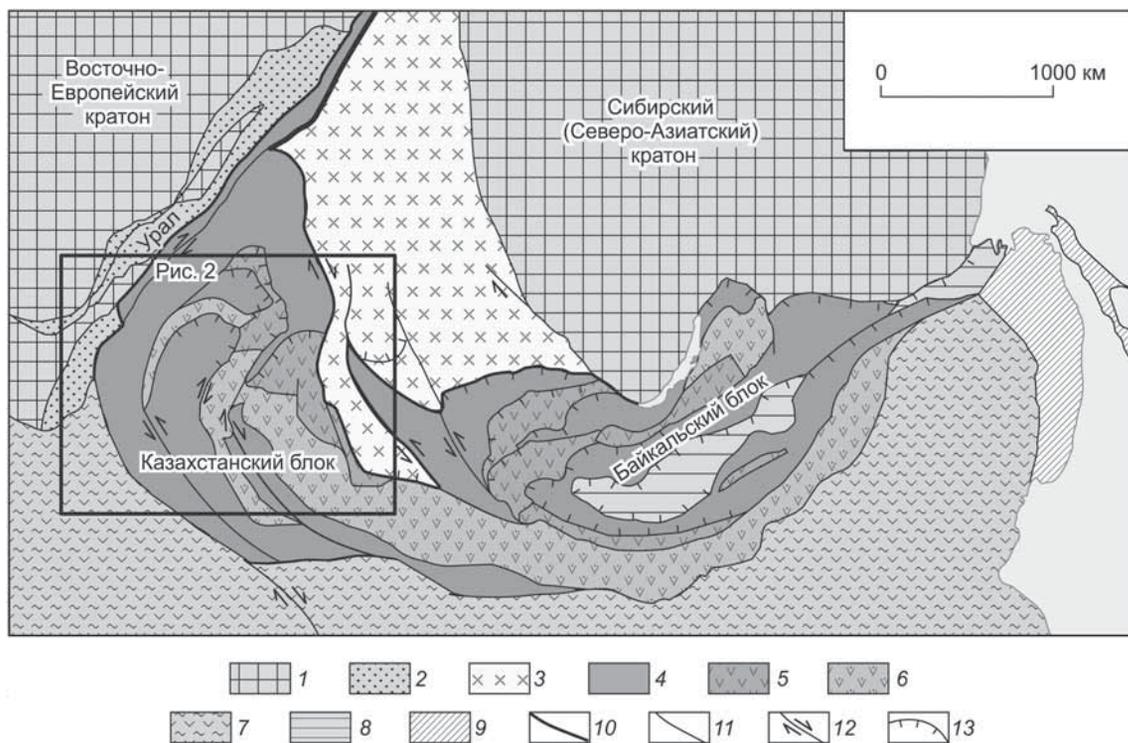
## ВВЕДЕНИЕ

Казахстанские палеозоиды являются частью Урало-Монгольского (Центрально-Азиатского) складчатого пояса, охватывая его центральную часть. Доминирующее положение в их структуре занимает каледонский блок Центрального сегмента (Казахстанский составной палеоконтинент), окруженный герцинскими складчатыми сооружениями Урала, Южного Тянь-Шаня, Джунгарии, Восточного Казахстана. Основы тектоники этого региона были заложены в фундаментальных исследованиях Н.Г. Кассина и Н.С. Шатского. В основе тектонических построений Н.Г. Кассина [1931, 1934, 1937] лежит представление о существовании на месте Казахстана докембрийской платформы. В ходе дальнейшей эволюции, в конце позднего докембрия, произошла ее деструкция и заложение прогибов, разделивших эту платформу на отдельные блоки. Согласно взглядам Н.Г. Кассина, в этом регионе в палеозое проявились два самостоятельных тектонических цикла: каледонский и герцинский, разделенные резко выраженным структурным несогласием. В каждом из них Н.Г. Кассин [1937] различал четыре главных типа тектонических структур — геосинклинальные области, подвижные шельфы, платформы и континентальные глыбы. По его мнению, значительные структурные перестройки произошли на рубеже каледонского и герцинского циклов, что привело к несовпадению их структурного плана.

В период 1936—1949 гг. Н.С. Шатский [1938, 1940], обобщив результаты работ Казахстанской экспедиции ГИН АН СССР (А.А. Богданов, С.Е. Колотухина, П.Н. Кропоткин, В.Б. Кочуров, Н.Г. Маркова, Д.Г. Сапожников, З.М. Старостина, Н.А. Штрейс), разработал тектоническую схему палеозойского массива Центрального Казахстана. Представления Н.С. Шатского были изложены в ряде статей [1938, 1940], а также под его руководством были составлены тектонические карты [Тектоническая карта..., 1952, 1956]. На карте 1952 г. вся территория Центрального Казахстана была изображена как область завершающей герцинской складчатости, внутри которой выделены площади выходов структур каледонского структурного этажа. Лишь на более поздней тектонической карте [Тектоническая карта..., 1956] с некоторой условностью западная и северная части Казахстана были показаны как каледониды с наложенными на них пологоскладчатыми структурами герцинского этажа, а юго-восточная часть нагорья оставлена в качестве герцинской складчатой системы.

Согласно современным представлениям [Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Sengör et al., 1993; Berzin, Dobretsov, 1993; Авдеев, 1994; Диденко и др., 1994; Шенгер и др., 1994; Берзин и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995; Буслов, 1998; Пучков, 2000; Хаин, 2000; Филиппова и др., 2001; Атлас..., 2002; Windley et al., 2002, 2007; Добрецов, 2003; Смирнов, Коробкин, 2003; Vukadorov et al., 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Xiao et al., 2009; Рязанцев и др., 2009; Дегтярев, 2010а,б; Ермолов, 2010; Буслов, 2011], главные тектонические единицы палеозойского Казахстана были сформированы в позднем докембрии—палеозое в процессе закрытия Палеоазиатского океана в результате конвергенции Восточно-Европейского и Сибирского кратонов и образования суперконтинента Пангея-2. Казахстанские палеозоиды, как это неоднократно указывалось [Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011], представляют собой коллаж разновозрастных геологических структур (рис. 1). С запада и юга они опоясаны Урало-Южно-Тяньшаньской, с северо-востока — Джунгаро-Балхашской позднепалеозойскими складчатыми областями. С востока к ним примыкает Алтае-Саянская складчатая область. Южная часть последней представлена раннепалеозойскими аккреционно-коллизийными комплексами, состоящими из фрагментов позднепротерозойско-кембрийских островных дуг и докембрийских континентальных блоков Гондваны, а северная — позднепротерозойско-палеозойскими окраинно-континентальными образованиями Сибирского континента. Ранние палеозоиды Казахстана и южной части Алтае-Саянской области, а также Монголии объединены в составной Казахстанско-Байкальский континент, разделенный зоной позднепалеозойских сдвигов (Чарский, Иртышский, Северо-Восточный и др.) на две части — Казахстанскую и Байкальскую [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011].

Раскрытие Палеоазиатского океана, как предполагается, произошло в результате воздействия суперплюма на суперконтинент Родиния [Магуэа, 1994], что привело к его расколу на несколько континентов — Сибирский, Восточно-Европейский (Балтия) и Гондвану. В работе [Добрецов, 2003] показано, что раскрытие Палеоазиатского океана произошло в интервале 970—850 млн лет, в периоды 850—750 и



**Рис. 1. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса [Буслов, 2011].**

1 — докембрийские кратоны; 2 — палеозойские образования пассивной окраины Восточно-Европейского кратона; 3 — венд-палеозойские окраинно-континентальные образования Сибирского (Северо-Азиатского) кратона; 4—7 — Казахстанско-Байкальский составной континент: 4 — аккреционно-коллизонные зоны с докембрийскими микроконтинентами гондванской группы, 5, 6 — венд-раннекембрийская Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга; 5 — преимущественно магматические породы, 6 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 7 — раннемезозойский аккреционно-коллизонный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона; 9 — позднемеозойский аккреционно-коллизонный пояс; 10 — разломные ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 — позднепалеозойские разломы нерасчлененные; 12 — позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений, 13 — позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

750—700 млн лет литосфера Палеоазиатского океана субдуцировала под Сибирский континент. Эти периоды коррелируются с этапами раскрытия Северной и Южной Пацифики.

Позднее деструкция Гондваны в позднем докембрии привела к возникновению в структуре Палеоазиатского океана множества микроконтинентов и блоков [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994]. Дальнейшая эволюция Палеоазиатского океана связана со взаимодействием Сибирского и Восточно-Европейского континентов и микроконтинентов гондванской группы. Радиологические датировки указывают [Шацкий и др., 1993, 1998; Летников, Халилов, 1994; Добрецов, 2003; Добрецов и др., 2006; Рязанцев и др. 2009; Ермолов, 2010], что в позднем докембрии существовали Кокчетавский, Улутауский, Атасу-Джунгарский, Иссык-Кульский и Тургайско-Срединно-Тяньшаньский докембрийские микроконтиненты и террейны.

В них сохранились фрагменты гренвильской орогении, которая проявилась в том числе обдукцией на окраину Гондваны офиолитовых и островодужных комплексов (рис. 1, 2). Этот процесс завершился внедрением гранитов с возрастом 1100—1050 млн лет [Атлас..., 2002; Добрецов, 2003].

В позднем докембрии после гренвильской орогении на всех континентальных блоках Южной Сибири, Казахстана и Северного Тянь-Шаня проявился наземный кремнекислый вулканизм с участием игнимбритов (900—800 млн лет) [Атлас..., 2002; Хераскова и др., 2010]. Эти регионы входили в состав единого краевого вулканического пояса. В конце докембрия рассматриваемые континентальные блоки располагались в краевой части суперконтинента Родинии.

Согласно исследованиям [Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011], в основе тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса предложено выделение (см. рис. 1) Казахстанско-Байкальского составного континента и венд-палеозойских окраинно-континентальных комплексов.

Фундамент первого сформирован в венде—кембрии в результате субдукции под юго-восточную окраину Сибирского континента (в современных координатах) океанической коры Палеоазиатского океана, включающей докембрийские микроконтиненты и террейны гондванской группы. Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дугой привели к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента. В позднем кембрии—раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента состоят из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоновой активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, сложенной офиолитами и палеоокеаническими поднятиями. В западной окраине Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает ее формирование на конвергентной границе Палеопацифики.

В позднем палеозое при столкновении с Восточно-Европейским континентом аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и Казахстанско-Байкальского составного континентов были разделены сдвигами на множество террейнов, которые группируются в составе Казахстанского и Байкальского блоков, разделенных крупноамплитудными сдвигами Восточного Казахстана (Чарским, Иртышским, Северо-Восточным и др.).

В настоящей статье на основании анализа стратиграфических и геологических данных показаны палеогеографические и палинспастические реконструкции казахстанской части составного континента для кембрийско-раннеордовикского, ордовикского, силурийского, раннепозднедевонского, позднедевонско-раннекарбонового, среднепозднекарбонового и пермского этапов. На примере перечисленных этапов рассмотрена многостадийная геодинамическая эволюция палеозойд Казахстана, обоснована схема их тектонического районирования. Приводится описание главных этапов формирования: заложение кембрийских и ордовикских островных дуг; позднеордовикское развитие составного аккреционно-коллизийного Казахстанского континента как результат континентальной субдукции и амальгамации блоков Гондваны с островными дугами; развитие девонских и каменноугольно-пермских активных окраин составного континента и дальнейшая его позднепалеозойская тектоническая деструкция.

### **РАЙОНИРОВАНИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТониКИ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ КАЗАХСТАНА**

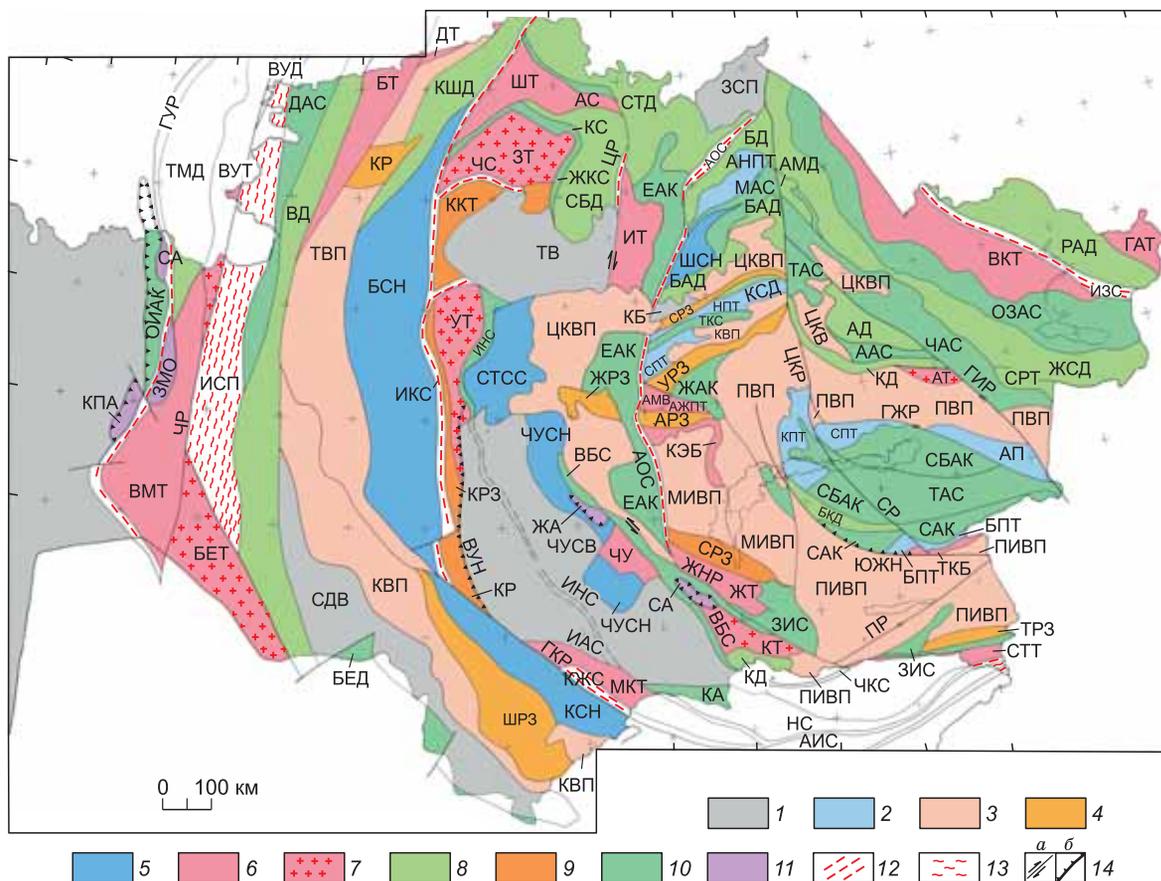
Основные черты тектонической структуры палеозойд Казахстана [Смирнов, Коробкин, 2003; Коробкин, Смирнов, 2006] представлены (см. рис. 2) шовными (сутурными) зонами и сланцевыми поясами; террейнами разной природы (в том числе бывшие микроконтиненты); вулканоплутоническими поясами; островными вулканическими дугами. При составлении карты районирования, типизации разломных структур были широко использованы методы и результаты террейнового анализа [Парфенов и др., 1998], в том числе проводившегося в Восточном Казахстане [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004], в Северном и Среднем Тянь-Шане [Гесь, 2006].

Через шовные зоны совмещены фрагменты тектонических комплексов, образованных в разных геодинамических обстановках. Наиболее характерным примером является Иртышская зона смятия (ИСС).

Доминирующие разломные структуры Казахстана следующие (см. рис. 2): Зауральская (Иргизский сланцевый пояс и Денисовская аккреционная призма); Ишим-Каратауская; Кокшетау-Киргизская, состоящая из Кокшетауской и Ишим-Нарынской; Ерментау-Бурунтауская аккреционная призма вместе с Атасу-Олентинской шовной зоной; Майкаин-Чингизская (Майкаинская и Чингизская ветви); Тектурмаская; Прибалхашская аккреционная призма; Обь-Зайсанская; Иртышская.

Микроконтиненты (Восточно-Мугоджарский, Тургайско-Срединно-Тяньшаньский и Атасу-Джунгарский) имеют дорифейский фундамент и рифейско-палеозойский чехол, сравнительно слабодеформированный и метаморфизованный, сохранивший первичную стратиграфическую последовательность толщ. В деформационных структурах чехла преобладают субпослойные надвиговые деформации. Это типичные шовно-послойные или «тонкошкурные» структуры. Они развиты в виде складчато-надвиговых поясов, самым характерным примером которых в Казахстане является чехол Тургайско-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента. Докембрийские толщи фундамента многих микроконтинентальных террейнов местами подвержены зональному метаморфизму высоких температур и низких давлений, наложенному на докембрийский метаморфизм. В Зерендинском и Атасу-Джунгарском террейнах обнаруживаются докембрийские и палеозойские гранитогнейсовые купола и крупные гранитные плутоны.

Восточнее Тургайско-Срединно-Тяньшаньского микроконтинента располагается Кокшетау-Северо-Тяньшаньский раннепалеозойский орогенический пояс (см. рис. 2). Ранее здесь выделялся одноимен-



**Рис. 2. Схема тектонического районирования палеозойд Казахстана [Смирнов, Коробкин, 2003; Коробкин, Смирнов, 2006].**

1 — тектонические впадины (осадочные бассейны); 2 — фрагменты преддуговых террас; 3 — вулканические и вулканоплутонические пояса; 4 — рифты и авлакогены; 5 — складчато-сдвигово-надвиговые зоны; 6, 7 — кратонные террейны: 6 — подвергнувшиеся слабой гранитизации, 7 — с гранитогнейсовыми куполами; 8 — фрагменты вулканических островных дуг; 9 — фрагменты рифтогенных бассейнов; 10 — коллизионные сuture с аккреционными призмами; 11 — офиолиты; 12 — зоны трансформных сuture и шовные зоны; 13 — сланцевые зоны; 14 — постколлизионные разломы: сдвиги (а) и надвиги (б).

Буквами на рисунке обозначены: Б — выступы фундамента, блоки; Т — террейны; О — фрагменты океанических структур; ОС — фрагменты вулканических островодужных систем; ПТ — преддуговые террасы; АК — аккреционные призмы; АС — аккреционные призмы с коллизионными сuture; РЗ — рифтогенные шовные зоны; В — впадины; П — плиты (структуры чехла платформ); ВП — вулканоплутонические пояса; А — аллохтоны; СН — складчато-надвиговые зоны; С — сuture и их фрагменты; Н — главные надвиги; Р — разломы, включая сдвиги.

**Тургайско-Срединно-Тяньшаньский микроконтинент (докембрийский):** вулканоплутонические пояса: ТВП — Тургайский девонский, КВП — Кураминский позднекарбонново-пермский; складчато-надвиговые зоны: КСН — Большекаратауская, БСН — Байконурская; рифтогенные шовные зоны: ШРЗ — Шалкинская, КР — Кушмурунский рифт; впадины: СДВ — Сырдарьинская; **Атасу-Джунгарский микроконтинент (докембрийский):** выступы фундамента (блоки): АМБ — Актау-Моинтынский, КЭБ — Кызылэспинский, ТКБ — Текелийский; вулканоплутонические пояса: МИВП — Моинты-Илийский (юго-западная ветвь девонского вулканоплутонического пояса), ПИВП — Прибалхашско-Илийский карбонново-пермский; **Кокшетау-Северо-Тяньшаньская складчатая область (Казахстанский составной континент),** террейны: гранитогнейсовый купола (как следствие наложения высокотемпературного метаморфизма): ЗТ — Зерендинский, УТ — Улутауский, КТ — Кендыктасский; фрагменты микроконтинентов: ШТ — Шатский, ККТ — Калмаккольский, ИТ — Ешкюльмесский, ЧУ — Чуйский, ЖТ — Жельтауский, МКТ — Малокаратауский, СТТ — Северо-Тяньшаньский; рифтогенные шовные зоны: КРЗ — Карсакапайская, СРЗ — Сарьтумская; фрагменты вулканических островодужных систем (вулканические дуги, задуговые и междуговые бассейны): СБД — Степнякско-Бетпакалинская (вулканическая дуга и задуговой бассейн), СТД — Селеты-Тенизская, КД — Кастекская; офиолитовые аллохтоны: ЖА — Жоантобинский, СА — Саксаудалинский; аккреционные призмы: ЕАК — Ерейментау-Бурунтауская; аккреционные призмы с коллизионными сuture: АС — Азатская, ЖКС — Жукейско-Керейская, КС — Кокшетауская, ИНС — Ишим-Нарынская, ЧС — Чистопольская, ЗИС — Заилийская; коллизионные сuture: ИАС — Ичкелетау-Арамсуйская; ВБС — Восточно-Бетпакалинская; ЧКС — Чилико-Кеминская; зоны трансформных сuture: АИС — Атбаши-Иньльчекская, АОС — Атасу-Олентинская, ИКС — Ишим-Каратауская; НС — Линия Николаева; КЖС — Кокжотская; окраинно-континентальный вулканоплутонический пояс: ЦКВП — Центрально-Казахстанский (девонский); структурные элементы чехла: ЗСП — Западно-Сибирская плита, ТВ — Тенизская впадина, ЧЧСВ — Чу-Сарьсуйская впадина (бассейн), КБ — Карагандинский бассейн, СТСС — Сарьсу-Тенизская сбросово-сдвиговая зона, ЧУСН — Чу-Сарьсуйская сдвигово-надвиговая зона; постколлизионные рифтовые зоны (авлакогены):

ЖРЗ — Жаильминская, АРЗ — Акбастауская, ТРЗ — Туюкская; постколлизийные разломы: сдвиги: ГКР — Главный Каратауский, ЖНР — Жалаир-Найманский, ЦР — Целиноградский; надвиги: ВУН — Восточно-Улутауский; **Чингизская складчатая область**: террейны (фрагменты вулканических островных дуг): БД — Бошекульский, АМД — Алкамергенский, БАД — Баяноульский, АД — Абралинский; аккреционные призмы с коллизийными сутурами: МАС — Майкаинская, ЧАС — Чингизская, ААС — Акчатауская, ТАС — Токайская; складчато-надвиговые зоны: ШСН — Шидертинский; постколлизийные разломы, сдвиги: ГЧР — Главный Чингизский; **Джунгаро-Балхашская складчатая область**: террейны (фрагменты микроконтинентов): АТ — Аягузский; фрагменты вулканических островных дуг и задуговых бассейнов: КСД — Карасорский, КД — Каиндинский, БКД — Буракойский; аккреционные призмы с коллизийными сутурами: ТКС — Тектурмасская (силур-девонская), ТАС — Тастауская; аккреционные призмы: СБАК — Северо-Балхашская, ЖАК — Жаман-Сарысуйская, САК — Салкинбельская; фрагменты преддуговых террас: СПТ — Сарысуйский, НПТ — Нуринский, КПТ — Кентерлауский, СПТ — Саякский, АНПТ — Ангренсорский, АПТ — Актогайский, БПТ — Бороталинский, АЖПТ — Акжалский; постколлизийные рифтогенные шовные зоны: СРЗ — Спасская надвиговая, УРЗ — Успенская; вулканоплутонические пояса: ПВП — Прибалхашский, КВП — Калдырминский; постколлизийные сдвиги: ГЖР — Главный Джунгарский, АР — Алтынэмельский, СР — Солдатсайский, ЮЖН — Южно-Джунгарский, ПР — Панфиловский; **Уральская складчатая область**: террейны: фрагменты микроконтинентов, подвергшиеся гранитизации, — метаморфические ядра: ВУТ — Восточно-Уральский, БЕТ — Бельтауский; фрагменты микроконтинентов, не подвергшиеся интенсивной гранитизации: ВМТ — Восточно-Мугоджарский; фрагменты вулканических островодужных систем: МД — Магнитогорская, ВУД — Восточно-Уральская, ВД — Валерьяновская; коллизийные сутуры: ГУР — Главная Уральская, БЕД — Бельтауская вулканическая дуга Южно-Тяньшаньской орогенической области; фрагменты океанических структур: ЗМО — Западно-Мугоджарский; аллохтоны офиолитов: СА — Сакмарский, КПА — Кокпектинский, ОИАК — Орь-Илекский; аккреционные призмы с коллизийными сутурами: ДАС — Денисовская (Зауральская); сланцевые пояса: ИСП — Иртышский; главные постколлизийные разломы: ЧР — Челябинский разлом; **Северо-Тургайская складчатая область**: террейны (фрагменты микроконтинентов): БТ — Боровской, ДТ — Демьяновский; фрагменты вулканических островных дуг: КШД — Карашиликская; вулканоплутонические пояса: ТВП — Тургайский; **Обь-Зайсанская складчатая область**: террейны: ГАТ — Горно-Алтайский, ЗКТ — Западно-Калбинский; фрагменты вулканических островодужных систем: СРТ — Сарсазанская, РАД — Рудно-Алтайская, ЖСД — Жарма-Саурская; аккреционные призмы с коллизийными сутурами: ОЗАС — Обь-Зайсанская; трансформные сутуры: ИЗС — Иртышская зона смятия.

ный срединный массив, но анализ его структуры выявил внутри него ряд шовных зон с офиолитами. Было установлено, что массив состоит из отдельных террейнов (см. рис. 2): Зерендинского, Калмаккольского, Улутауского, Чуйского, Малокаратауского, Кендыктасского. Большинство террейнов представляют собой обломки древнего континента (скорее всего, Гондваны). Террейны отличаются друг от друга фациями чехла. В Зерендинском террейне на севере преобладают осадочные кварцитосланцевые толщи, на юге — вулканические, в Улутауском — вулканические рифтовой и окраинно-континентальной природы, в Чуйском — осадочные, преимущественно флишеидные, в Малокаратауском представлен осадочный разрез, имеющий сходные черты с разрезом платформы Янцзы. Калмаккольский террейн выделяется тем, что он сложен главным образом палеозойскими толщами. Внизу разреза расположены рифтовые толщи кембрия—нижнего ордовика, сверху — кремнистые и флишевые толщи среднего и позднего ордовика.

Вулканические островные дуги в структуре Казахстана представлены в более или менее первичном виде (девонско-карбоновые) либо в виде фрагментов (террейнов), образованных при разрушении первичных структур в процессе коллизии (раннепалеозойские). К раннепалеозойским (кембро-ордовикским) островодужным террейнам относятся Степнякско-Бетпакалинский энсиалический, Бошекульский, Алкамергенский, Баянаульский, Абралинский энсиалические, из позднепалеозойских (девонско-карбоновых) — Тагило-Магнитогорский и Жарма-Саурский энсиалические, Рудно-Алтайский энсиалический. Для них характерны вулканические толщи преимущественно андезитобазальтового состава и комагматичные им диорит-гранодиоритовые интрузии. Значительную роль в их строении играют вулканогенно-осадочные толщи и вулканомиктовый флиш. Первичные вулканотектонические структуры распознаются во фрагментах дуг с большим трудом вследствие сильной эродированности и нарушений шовными деформациями при коллизии. В девонско-карбоновых дугах они сохранились лучше и представлены постройками центрального или линейного типов (дайковые пояса).

Девонско-карбоновые окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса располагаются по окраинам Казахстанского континента. Так, Центрально-Казахстанский раннепозднедевонский (дофоменский) вулканоплутонический пояс располагается на восточной окраине Казахстанского континента, перекрывая также причлененный к нему торцом Бошекульско-Чингизский орогенический пояс (см. рис. 2). Вдоль западной окраины континента под чехлом Торгайской и Сырдарьинской впадин протягивается Торгайский вулканический пояс, аналогичный по составу и возрасту Центрально-Казахстанскому. Для внутренней структуры поясов типична сохранность глубокоэродированных вулканотектонических структур с гипабиссальными интрузивами в центральных частях. Девонские вулканоплутонические пояса нарушены крупным надвиговыми и сдвиговыми швами.

В позднем девоне (фране)—раннем карбоне на южной окраине континента формировался Прибалхашско-Илийский вулканоплутонический пояс. Этот карбоново-пермский пояс в структурном отношении аналогичен девонскому и отличается лишь лучшей сохранностью вулканотектонических структур

тур. На западной окраине Казахстанского континента располагается Валерьяновская вулканическая дуга, большая часть которой в современной структуре скрыта под чехлом Торгайской впадины.

Вулкано-плутонические пояса, как и вулканические островные дуги, сопровождаются сопряженными аккреционными призмами. Последние особенно отчетливо выражены по периферии Джунгаро-Балхашского орогенического пояса в толщах девона и карбона Тектурмасского, Жаман-Сарысуйского, Прибалхашского, Салкинбельского и Тастауского районов (см. рис. 2).

Формирование структуры палеозойского Казахстанского орогена в общих чертах завершилось в ранней перми. Однако он был усложнен в перми—раннем мезозое системой сдвигов с большими (до многих сотен километров) амплитудами смещения. Среди них господствовали правосторонние сдвиги северо-западного простирания — Главный Каратауский, Жалаир-Найманский, Главный Чингизский, Главный Джунгарский и Иртышский. Выделяется своей дугообразной формой Центральнo-Казахстанский сдвиг, образованный на месте более древнего (ордовикско-девонского) трансформного разлома. На Урале в это же время возник Челябинский правосторонний сдвиг меридионального простирания столь же значительной амплитуды. В этом же интервале времени при смене направления вращательных движений работали левосторонние сдвиги северо-восточного простирания в Успенской зоне, на юге Джунгарского Алатау (Панфиловский) и в Северном Тянь-Шане. С системой раннемезозойских сдвигов связано возникновение ряда триасовых и юрских бассейнов типа «пул-апарт»: Леонтьевский, Кушмурунский бассейны Южного Тургая.

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ПАЛЕОЗОИД КАЗАХСТАНА

В основе наших представлений о тектонической эволюции палеозоид Казахстана, входящих в состав обширного Казахстанско-Байкальского составного континента, лежит опыт глобальных исследований подобного рода [Atlas..., 1985; Зоненшайн и др., 1990; Моссаковский и др., 1993; Berzin, Dobretsov, 1993; Sengör et al., 1993; Шенгёр и др., 1994; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995; Пучков, 2000; Windley et al., 2002, 2007; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007; Xiao et al., 2009; Буслов, 2011] и огромный геолого-стратиграфический фактический материал, суммированный в процессе составления литолого-палеогеографических и палинспастических реконструкций Центральной Евразии [Атлас..., 2002; Филиппова и др., 2001; Вукадоров et al., 2003].

**Кембрий—ранний ордовик.** Этот этап наследует тенденции развития, которые были заложены в позднем докембрии. События этого и последующих этапов реконструируются преимущественно по результатам биостратиграфических, радиоизотопных и петрохимических исследований.

В понимание тектонических событий, происходивших в венд-кембрийское время в Центральной Евразии, и эволюции Палеоазиатского океана входит выявление количества островодужных систем и их полярности. В раннем палеозое в Казахстане формируются дугообразно изогнутые в плане структуры вулканические островодужные системы (с запада на восток, см. рис. 2): Ишим-Каратауская, Степнякская (Степнякско-Северо-Тяньшаньская), Бошекульская, Чингизская (Чингиз-Тарбагатайская), простирание которых изменяется от северо-западного на юге до субмеридионального на севере. Протяженность их измеряется сотнями километров при ширине современных выходов Ишим-Каратауской — до 10—20 км, Степнякской — до 100 км, Бошекульской и Чингиз-Тарбагатайской — более 100—150 км. На рубеже среднего—верхнего ордовика происходит формирование составного Казахстанского (Киргизско-Казахстанского) континента в результате аккреции и последующей коллизии докембрийских микроконтинентов и террейнов (Кокшетауского, Шатского, Заградовского, Улутауского, Чуйского, Кендыктасского) с островными дугами (Степнякской, Селетинской, Бошекульской). По периферии Казахстанский континент обрамляется амагматическими континентальными окраинами типа Ишим-Нарынской зоны.

Заложение островодужных систем Казахстана предположительно относится к концу венда—началу кембрия. Датировки возраста вулканогенных формаций были получены для Бошекульской островодужной системы и оцениваются значениями в 525 млн лет [Дегтярев и др., 2010а,б]. Наиболее ранними среди прочих являются Бошекульская и Чингиз-Тарбагатайская островодужные системы, представляющие собой крупнейшую наиболее долгожившую вулканическую структуру, магматическое развитие которой началось в раннем кембрии и продолжалось в раннем палеозое с небольшими перерывами, по видимому, до середины раннего силура [Звонцов, Фрид, 1991; Стецюра, 2007].

В Бошекульской дуге проявлена латеральная петрохимическая неоднородность. В ней преобладает известково-щелочной магматизм, тогда как в Ащикольской зоне развита шошонит-латитовая серия энсиматической островной дуги. Состав интрузивных комплексов отражает геодинамическую обстановку их внедрения. Так, среднекембрийский бошекульский известковисто-щелочной комплекс завершает образование энсиматической островной дуги, а позднеордовикский жаумбайский габбро-монцонит-сиенитовый комплекс отражает зрелое энсиалическое состояние островной дуги с формировавшейся корой континентального типа в основании [Магретова, 1999]. В соседней Ерментауской зоне олентинский

расслоенный мафит-ультрамафитовый комплекс относится к обстановке спрединга и формированию океанической коры на границе позднего кембрия—раннего ордовика.

В Степнякской (Степнякско-Северо-Тяньшаньской) зоне проявился раннекембрийский вулканизм (максимальная мощность вулканической серии в Ешкиольмесской зоне достигает 2500 м), в Ишим-Каратауской зоне не доказаны проявления кембрийского вулканизма.

В начале кембрия произошло интенсивное новообразование океанической коры и отделение от Гондваны микроконтинентов и террейнов, упомянутых выше. Видимо, в это же время произошло полное отделение Сибири от Лаврентии, окончательно оформился Палеоазиатский океан.

Офиолитовые аллохтоны Жалаир-Найманской с возрастом 520 млн лет [Рязанцев и др., 2009], Бурнтауской, Ерментауской и ряда других зон представляют собой фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана.

В кембрии возникли новые островные дуги — Чингиз-Тарбагатайская и Бошекульская. В ряде внутриокеанических поднятий преобладало карбонатакопление, формировались месторождения фосфоритов (фосфориты Каратау), на этих поднятиях отмечаются проявления субщелочного базальтового вулканизма внутриплитного типа.

В эволюции раннепалеозойского вулканизма Казахстана выделяются три основные вулканические эпохи, обозначающие максимумы островодужного вулканизма: кембрийского-раннеордовикского; арениг-лланвирнского; карадок-ашгилл-ландоверийского [Никитин и др., 1990; Никитин, 2002].

Для Бошекульской и Чингиз-Тарбагатайской островных дуг характерно наличие фрагментов комплекса аккреционных призм, который сложен черносланцевыми или тефротурбидитовыми и граувакковыми толщами с горизонтами олистостром, тектоническими пластинами офиолитов позднепротерозойско-раннекембрийского возраста и докембрийских пород континентального происхождения.

По особенностям состава и строения разрезов вулканические дуги подразделяются на более мелкие структурные единицы (вулканические сегменты) [Звонцов, Фрид, 1988, 1991; Никитин и др., 1990]. Бошекульская дуга состоит из Селетинского и Олентинско-Шидертинского сегментов. В Селетинском сегменте мощность вулканической серии кембрия достигает 2500 м, а в Олентинско-Шидертинском — более 4000 м. Вулканические толщи Селетинской вулканической дуги кембрийского возраста, по геофизическим данным, прослеживаются под мезозойско-кайнозойским чехлом Западно-Сибирской низменности, огибая выходы Степнякской вулканической дуги с севера, от которых они отделены сравнительно узкой, плохо обнаженной, но очень четко выраженной в геофизических полях и на космических снимках шовной зоной.

Чингиз-Тарбагатайская дуга представляет собой пояс, включающий сложносочетающиеся в плане зоны, на северо-западе переходящие в Тектурмасскую, на юго-востоке Тарбагатайскую (см. рис. 2). Мощность кембрийско-нижнеордовикских вулканических и вулканогенных серий варьирует в Токай-Актауской зоне до 5000 м, в Канчингизской — более 3500 м, в Алкамерген-Аркалыкской — до 3000 м. В конце кембрия и начале ордовика в результате рифтинга и последующего спрединга между Восточно-Европейским, Сибирским и Таримским континентами возникли Уральский и Туркестанский океаны.

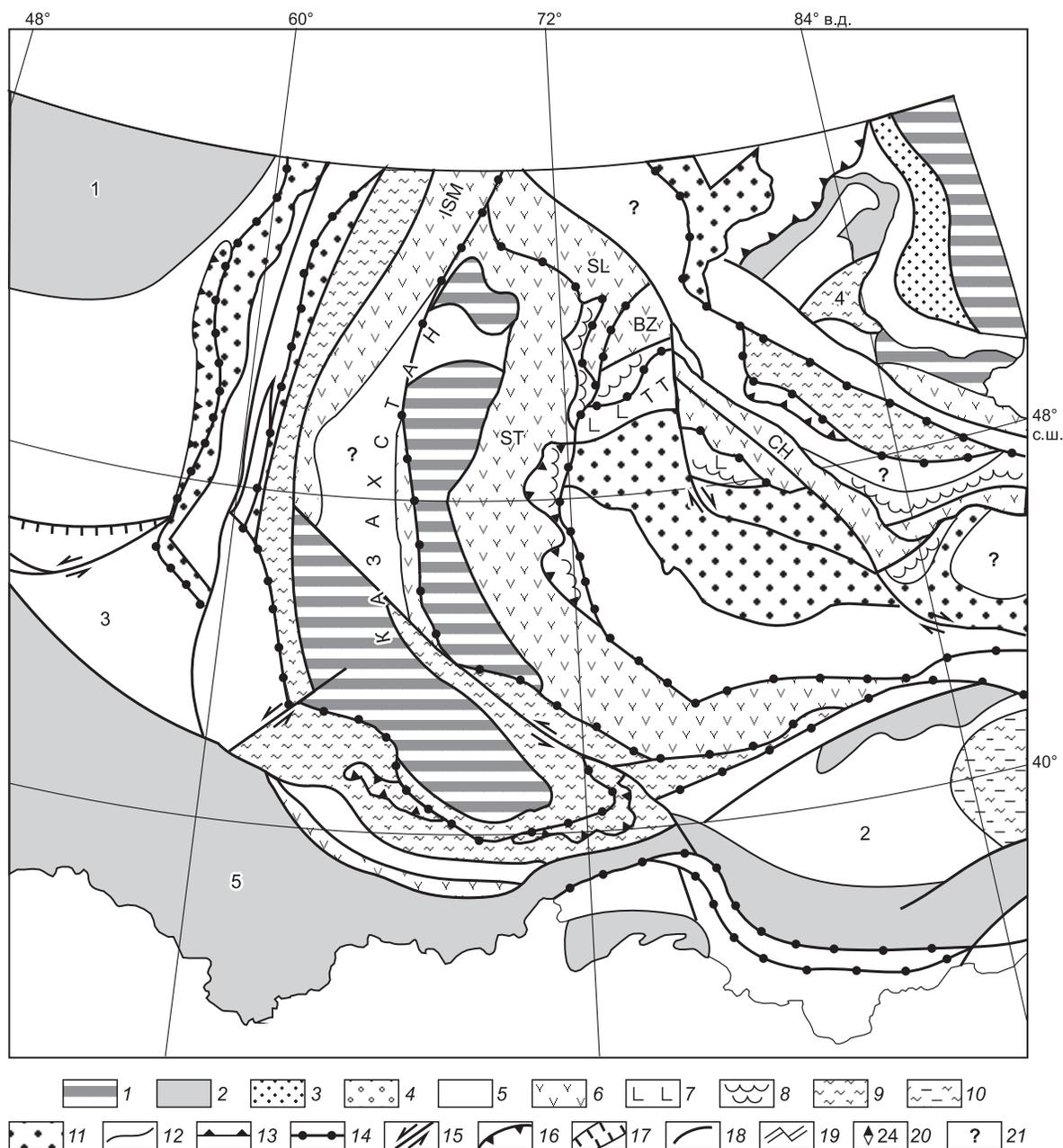
**Ордовик** (рис. 3, 4). В раннем ордовике происходила субдукция Уральского океана под западную окраину Казахстанского континента с формированием Степнякской и Ишим-Каратауской островных дуг и последующая коллизия с ними Кокчетавского, Улутауского и Северо-Тяньшаньского микроконтинентов.

С начала аренига активизировались вулканические процессы в пределах Степнякской островодужной системы, где проявляется отчетливая латеральная сегментация, которая подразделяется на ряд последовательно расположенных вулканических сегментов (с севера на юг, в скобках указана средняя мощность вулканической серии): собственно Степнякский (1000 м), Сарысу-Тенизский (500 м), Чу-Илийский (500—800 м), Северо-Тяньшаньской (Кендыктас-Заилийский — 400—650 м). Субширотные ответвления Степнякской островодужной системы состоят из Володарского и Калмаккольского сегментов.

Ишим-Каратауская островодужная система подразделяется на Ишимский и Байконурский вулканические сегменты. Сочетание субмеридиональных и субширотных вулканических ареалов в этой части Казахстана в раннем палеозое формируют мозаичную систему вулканических структур.

Характерно развитие во фронтальных частях ордовикских островодужных систем мощных аккреционных призм, состоящих из турбидитов или тефротурбидитов, включающих горизонты олистостром и блоки разновозрастных офиолитов. Возникли более зрелые островные дуги с дифференцированными вулканиками несколько более высокой по сравнению с кембрийскими вулканиками щелочности и с мощными турбидитами. В Джунгаро-Балхашском бассейне происходило новообразование океанической коры.

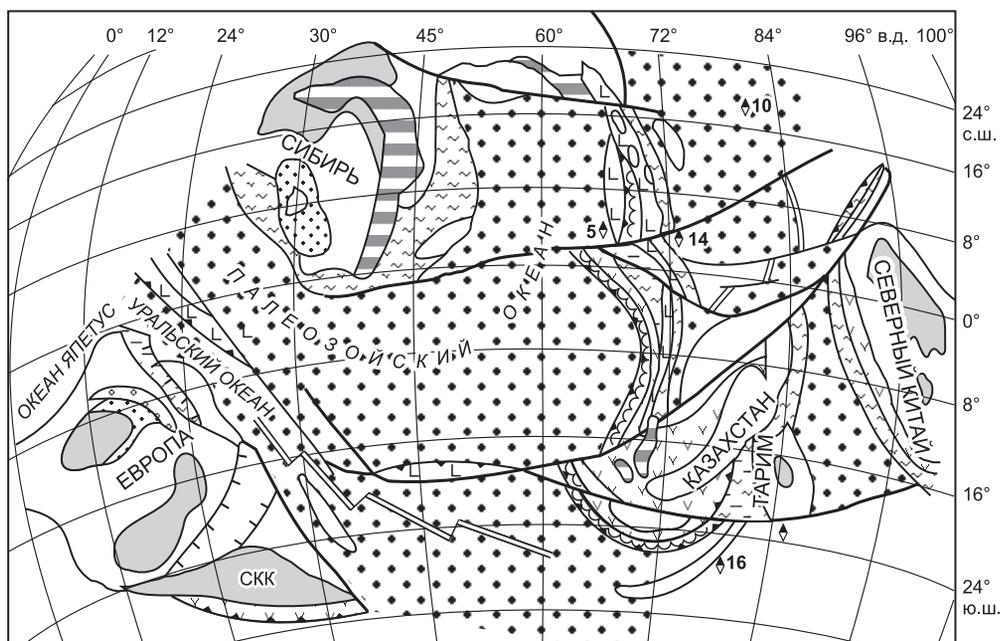
Степнякская вулканическая дуга имеет ширину 100—150 км и сложена раннесреднеордовикскими вулканическими и вулканогенно-осадочными толщами, в том числе комплексами карадокского вулканического флиша преддугового прогиба (бассейна). Ордовикские образования налегают на кембрийские вулканогенно-осадочные породы Селетинской дуги, в фундаменте которой расположены докембрийские породы Шатского и Ешкиольмесского континентальных блоков. Степнякская вулканическая дуга опоя-



**Рис. 3. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, средний—поздний ордовик. Образование Казахстанского составного (аккреционно-коллизийного) континента.**

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

сывает с севера и востока Кокчетавскую субдукционно-коллизийную зону, включающую фрагменты одноименного микроконтинента, метаморфический комплекс пород высоких и сверхвысоких давлений. По обрамлению в Северо-Кокчетавском аккреционном клине широко представлены офиолиты и турбидиты с линзами олистостром [Шацкий и др., 1993, 1998; Добрецов и др., 2006; де Граве и др., 2006; Жимулев и др., 2010, 2011]. Олистолиды и олистоплаки имеют окатанную и удлиненную форму и сло-



**Рис. 4. Палинспастическая схема Центральной Евразии, средний—поздний ордовик. Образование Казахстанского составного (аккреционно-коллизийного) континента.**

СКК — Центрально-Каракумский микроконтинент. Усл. обозн. см. на рис. 3.

жены породами Кокчетавского микроконтинента (гранитогнейсами, кварцитами, кварцитопесчаниками, графитсодержащими карбонатами), а также гранат-слюдистыми и слюдистыми сланцами и амфиболитами. Матрикс имеет гравелитопесчаниково-алевролитовый состав.

Другой тип олистостромы аренига широко развит в районе пос. Жанаталап, где слагает верхние части дистального флиша преддугового прогиба Степнякской островной дуги. В составе олистостромы присутствует обломочный материал из двух источников. Первая группа (резко преобладает) представлена гнейсами, кварцитосланцами и габбро-амфиболитами, слагающими покровно-чешуйчатую структуру Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны. Вторую группу, имеющую подчиненное значение и приуроченную к основанию олистостромовой толщи, составляют хорошо окатанные обломки размерами до 10—15 см магматических и осадочных пород, вероятно, Степнякской островной дуги. Арениг-лланвирнские вулканы Степнякской островной дуги (жанасуйская свита) сложены вулканическо-кремнисто-терригенными породами, переслаивающимися риолитами, яшмами, фтанитами, кремнистыми алевролитами, аргиллитами. Среди кремней встречаются прослои базальтов, спилитов, диабазов мощностью до 20 м [Коробкин, Смирнов, 2006].

Ордовикские комплексы в пределах Степнякской островодужной системы однотипны на большей части распространения. Восточнее, в пределах Ерейментау-Чу-Илийской зоны, отмечается широкое разнообразие в их вещественном составе. Они представлены тремя основными типами синхронных фациальных комплексов: пелагическими, шельфовыми (мелководными, гемипелагическими) и преддуговыми (рифтогенными, по [Рязанцев и др., 2008]) со смешанным и изменчивым составом [Никитин, 2002; Никитина и др., 2008].

Активная вулканическая деятельность проявилась в пределах Степнякской и Селетинской дуг в конце раннего—начале среднего-позднего ордовика с последующим преобразованием в амагматичные дуговые бассейны, с осадочными шельфовыми и склоновыми фациями (соответственно среднего—верхнего и верхнего ордовика). В составе фаунистических комплексов преобладают мелководные бентосные ассоциации брахиопод, трилобитов и др. (конодонты встречаются в карбонатных фациях, граптолиты — в терригенных).

Комплексы палеобассейнов с гемипелагической седиментацией конца среднего ордовика занимали фронтальное положение по отношению к Селетинской дуге. Эти комплексы также типичны для Степнякско-Северо-Тяньшаньской системы и представлены непрерывной серией кремнисто-терригенных фаций с подчиненным количеством вулканокластических пород и фаунистическими комплексами, состоящими в основном из граптолитов и конодонтов [Цай, 1988; Никитин, 2002].

Глубоководный палеобассейн задугового типа с некомпенсированной преимущественно биогенной кремнистой седиментацией развивался с конца кембрия до начала позднего ордовика в тыловой части Жалаир-Найманской кембрийской и Селетинской ордовикской дуг. Фаунистические комплексы представлены пелагическими ассоциациями радиолярий, конодонтов и др.

Палеобассейны предугового типа характеризуются контрастными по составу, глубинности формирования и изменчивыми по латерали фациальными комплексами (Сарытумская зона). В них пелагические кремнистые фации сочетаются с глубоководными базальтами, олистостромами, турбидитами, гемипелагическими углисто-кремнисто-глинистыми и карбонатными осадками. Фаунистические комплексы состоят в основном из конодонтов и радиолярий в биогенных кремнистых фациях [Никитин, 2002; Никитина и др., 2008].

К концу среднего ордовика относятся первые крупные коллизионные события в Центральной Евразии. В Казахстане на рубеже среднего и позднего ордовика произошло изменение полярности островных дуг [Печерский, Диденко, 1995; Атлас..., 2002]. Вероятно, это было связано с раскрытием Уральско-го и Туркестанского океанов. Эти процессы привели к коллизии Казахстанских и Тянь-Шаньских островных дуг с рядом микроконтинентов и в первую очередь с Улутауским, Чуйским, Кендыктасским и Заилийским. Здесь в позднем ордовике сформировалось крупное энсиалическое островодужное поднятие с субдукцией океанической коры как у западной, так и у восточной окраин. В конце ордовика вдоль Ерейментау-Бурунтауского трансформного разлома образовалась мощная коллизионная зона, с развитием которой связано внедрение гранитных плутонов.

В результате аккреционных и коллизионных процессов на рубеже среднего—позднего ордовика формируется Казахстанский составной континент, представляющий собой коллаж микроконтинентов (Кокчетавского, Улутауского, Чуйского, Кендыктасского, более мелких массивов Шатского, Боровского, Макбальского, Заилийского и др.) с фрагментами островных дуг, таких как Степнякская, Бошекульская и Чингиз-Тарбагатайская. Этот этап заканчивается мощной коллизией на северной, западной и южной бортовых частях Казахстанского континента с островными дугами Степнякско-Северо-Тяньшаньской островодужной системы, ее амальгамацией с микроконтинентами (см. рис. 3, 4).

В среднем ордовике происходит дальнейшее раскрытие океанических бассейнов, таких как Уральско-го, Туркестанского, Джунгаро-Балхашского и Обь-Зайсанского. Сближение Европейского, Сибирского и Казахстанского континентов приводит к закрытию этих бассейнов и знаменуется формированием активных окраин по обрамлению Казахстанского континента. Эти события приводят к образованию вулканоплутонических поясов окраинно-континентального типа, которые продолжали развитие в девоне (Центрально-Казахстанский), а затем и в карбоне (Балхаш-Илийский и др.).

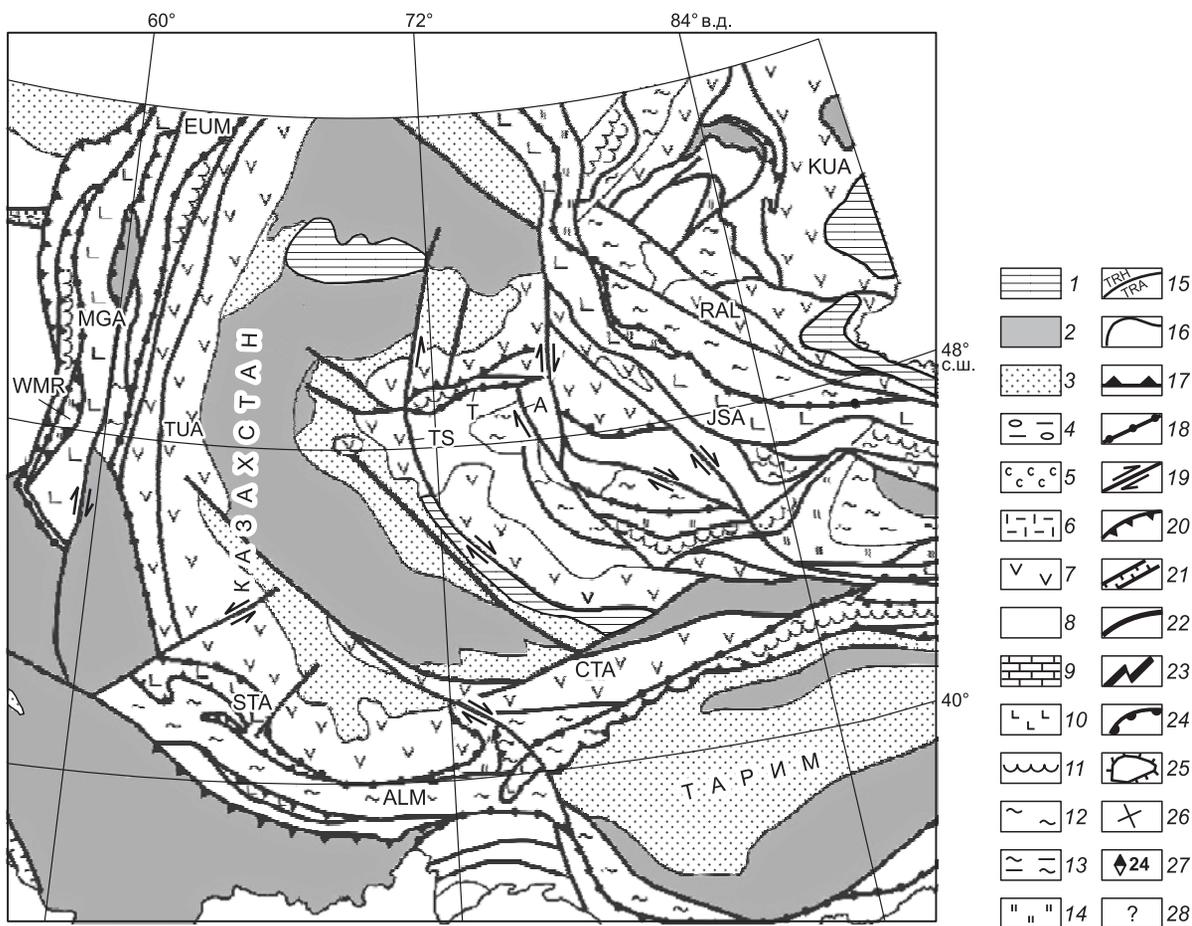
В конце ордовика—начале силура Восточно-Европейский континент находился в низких широтах Южного полушария [Моссаковский и др., 1993; Диденко и др., 1994]. Уральский палеоокеан располагался вдоль экватора, Казахстанский, Таримский и Сибирский континенты находились в низких широтах Северного полушария, а разделяющие их океаны простирались в меридиональном направлении. На юго-востоке располагался Палеотетис (см. рис. 4). В позднем ордовике в пределах Казахстанского континента образуются терригенные и вулканогенные компенсированные осадочные комплексы, которые продолжали свое развитие в силуре.

**В силуре** в Уральском, Туркестанском и Джунгаро-Балхашском океанах начались процессы субдукции океанической коры под Казахстанский континент с формированием Сакмарской, Тагильской и Восточно-Уральской вулканических островных дуг. Характерно развитие во фронтальных частях островодужных систем аккреционных призм, состоящих из турбидитов, включающих горизонты олистостром и блоки разновозрастных офиолитов.

В Туркестанском океане менялся тип осадконакопления, начали отлагаться черные битуминозные граптолитовые сланцы, характеризующие батинальные (или абиссальные) котловины. На окраинах океана образовались вулканические островные дуги с падением зон субдукции на восток — в сторону Тарима и на запад — в сторону Казахстана. На восточной окраине Тарима в силуре произошло столкновение континента с островной дугой, что привело к формированию офиолитовых покровов и поднятию окраины Тарима [Atlas..., 1985].

В конце силура происходит коллизия Казахстанского континента с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского океанов, что приводит к формированию серо- и красноцветной моласс, а также гранитных поясов в Северном Тянь-Шане и на Чингизе.

**Ранний—поздний девон (фран)** (рис. 5, 6). Казахстанский континент, окруженный Обь-Зайсанским, Уральским и Джунгаро-Балхашским и Туркестанским океанами, имел с ними активные окраины. Вдоль его южной окраины протягивался Тургайский вулканический пояс. Южно-Тяньшаньская вулканическая дуга отделялась от континента окраинным спрединговым морем. Джунгаро-Балхашский океанический залив окаймлялся Центрально-Казахстанским вулканическим поясом. Происходило встречное сближение берегов залива, приведшее впоследствии к закрытию бассейна и формированию Централь-



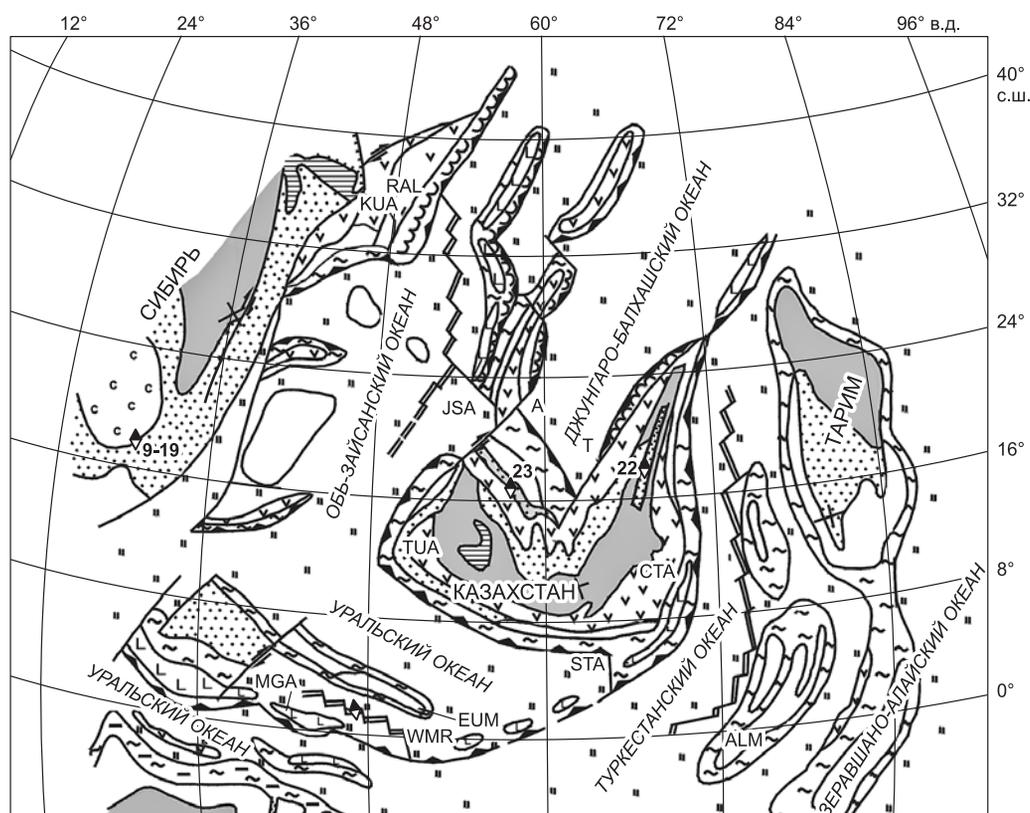
**Рис. 5. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранний девон—эйфель.**

1—7 — континентальные обстановки: 1 — возвышенности; 2 — низменности; 3 — флювиально-озерные, 4 — угленосные, 5 — эвапоритовые бассейны, 6 — рифтовые и орогенные вулканиты, 7 — окраинно-континентальные вулканические пояса и зрелые островные дуги; 8—14 — морские и океанические обстановки: 8 — шельф, 9 — карбонатные платформы, 10 — юные островные дуги, 11 — аккреционные призмы, 12 — континентальный склон, батигаль, 13 — глубоководные моря (отложения черных сланцев), 14 — абиссаль; 15 — климатические границы (TRN — тропический гумидный, TRA — тропический аридный), 16 — границы фаций, 17 — зоны субдукции, 18 — сутуры, 19 — сдвиги, 20 — надвиги, 21 — грабены, 22 — неопределенные разломы, 23 — оси спрединга и трансформные разломы, 24 — бровки шельфа, 25 — карбонатные платформы, 26 — направление современных географических координат, 27 — палеомагнитные векторы и палеошироты, 28 — предполагаемые и дискуссионные обстановки. Островные вулканические дуги и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Кузнецкая (KUA), Рудно-Алтайская (RAL), Жарма-Саурская (JSA), Тургайская (TUA), Центрально-Тяньшаньская (СТА), Южно-Тяньшаньская (СТА), Магнитогорская (MGA); микроконтиненты, массивы и другие блоки: Восточно-Уральский (EUM), Алайский (ALM); Западно-Мугоджарский рифт (WMR); разломы: Актасский (А), Целиноградский (TS), Тектурмасский (Т).

но-Казахстанского ороклина. На границе Обь-Зайсанского и Джунгаро-Балхашского бассейнов возникла система островных дуг (Жарма-Саурская, Восточно-Джунгарская и др.) и междугубов бассейнов.

В пределах Казахстанского континента в первой половине раннего девона происходит заложение рифтов (авлакогенов), таких как Жайильминский, Спасский и Успенский. Вулканогенные серии рифтов сложены андезибазальтами, базальтами и андезитами, меньше (до 10 %) дацитами, риолитами и трахитами. Петрохимическая особенность вулканитов заключается в примерно равных соотношениях в разрезе пород нормальной и повышенной щелочности, глиноземистости и титановости. Осадочные отложения формировались за счет разрушения и последующего переотложения продуктов синхронного вулканизма, а также за счет размыва более древних пород бортовых частей рифтов.

Во второй половине раннего девона субдукция Джунгаро-Балхашской океанической плиты под Казахстанский континент привела к образованию девонского Центрально-Казахстанского вулканоплутонического пояса окраинно-континентального типа. Этот пояс представляет собой гетерогенную структуру почти сплошного распространения эмско-франских риолит-гранитных вулканоплутонических серий (вулкан над интрузией). По составу вулканические ассоциации сложены полипорфировыми туфами, ла-



**Рис. 6. Палинспастическая схема Центральной Евразии, средний девон.**

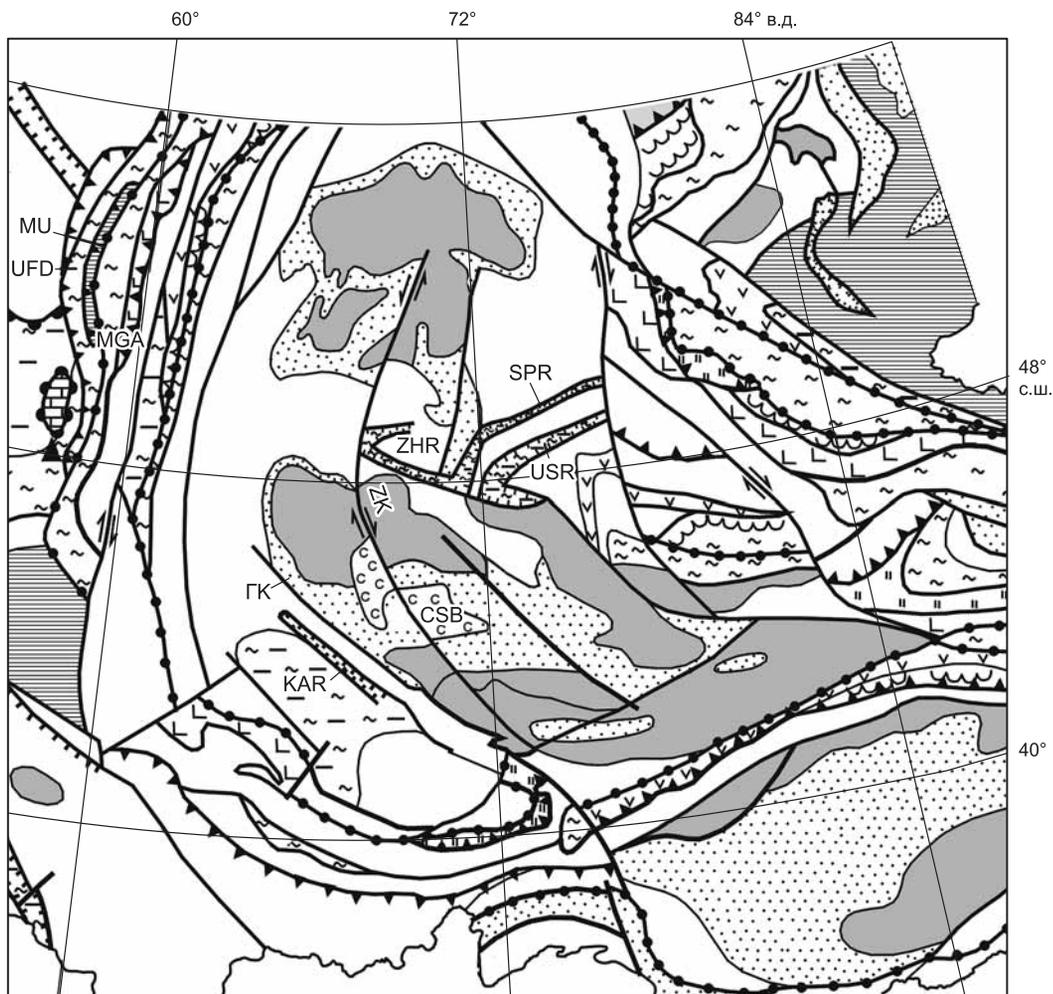
Усл. обозн. см. на рис. 5.

вами, игнимбритами, игниспумитами. Среди вулканических образований известково-щелочных серий по химическому составу выделяются ассоциации пониженной калиевоности и ассоциации высококалийной ветви шощонитовой серии и континентальной молассы [Шужанов, 1984]. Мощность серии в вулканотектонических структурах составляет в среднем до 2000—3000 м, а за пределами их уменьшается до первых сотен метров. По латерали с запада на восток пояс делится на четыре сегмента — Бетпадалинский, Сарысу-Тенизский, Баяноульский (или Северо-Восточный) и Чингизский [Курчавов и др., 1998, 2000]. В пределах этого пояса были выделены две петрохимические зоны — фронтальная и тыловая, которые характеризуются формированием низкощелочной магматической серии на окраине и высокощелочной серии (тыловая зона), развитой во внутренней части Казахского континента. Активная окраина континента фиксируется сменой петрохимических зон на границе с Джунгаро-Балхашским и на северо-востоке с Обь-Зайсанскими океанами. В Бетпадалинском, Сарысу-Тенизском, Баяноульском сегментах магматизм в течение раннего девона и вплоть до фанерозоя развивался на активной континентальной окраине. Выраженная асимметричная магматическая зональность приурочена надсубдукционной области. Чингиз в это время представлял островную дугу энсиматического типа [Курчавов и др., 2000].

В среднем и позднем девоне по внешнему и внутреннему обрамлению вулканоплутонического пояса образуются межгорные впадины, в которых происходит накопление континентальных терригенных молассовых (озерных, лагунных, речных) и вулканогенно-молассовых отложений.

Для Джунгаро-Балхашского и Зайсанского бассейнов типично развитие во фронтальных частях девонских островодужных систем мощных аккреционных призм, состоящих из турбидитов или тефро-турбидитов, включающих горизонты олистостром и блоки разновозрастных офиолитов. Возникли энсиматические островные дуги, характеризующиеся дифференцированными вулканитами высокой щелочности и с мощными турбидитами.

Во второй половине среднего девона спрединг во всех океанах прекратился, и началось их активное закрытие. Во франское время закрылась юго-западная часть Джунгаро-Балхашского бассейна. В этом процессе важную роль играли Актасский и Целиноградский трансформные разломы. На месте закрывшейся части бассейна сместился вулканический пояс. На остальной территории бассейна сохранилась глубоководная морская обстановка. К концу франского века активность геодинамических про-



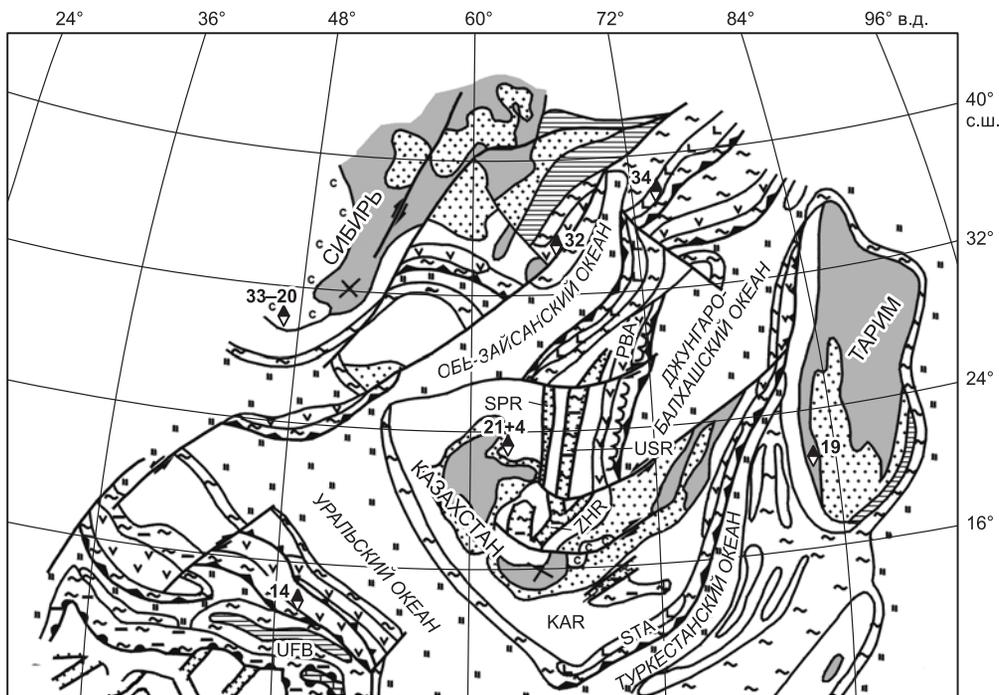
**Рис. 7. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, поздний девон (фамен).**

Осадочные бассейны: Уральский (UFB), Чу-Сарысуйский (CSB); рифты: Спасский (SPR), Успенский (USR), Жайылминский (ZHR), Каратауский (KAR); разломы: Главный Уральский (MU), Дзержинский-Кокчетавский (ZK), Главный Каратауский (ГК). Усл. обозн. см. на рис. 5.

цессов снизилась. Повсеместно затухал вулканизм. Началось внедрение гранитов и орогенез, охвативший все активные окраины континентов.

**Поздний девон (фамен)—ранний карбон** (рис. 7—10). В результате дрейфа и вращения Сибирского и Восточно-Европейского континентов произошло их столкновение с Казахстанским, вследствие чего произошла деформация вулканических дуг, что привело к образованию ороклинальных изгибов и многочисленным повторениям их фрагментов по сдвигам. Наиболее важными эпизодами в формировании сдвигового коллажа террейнов считаются правосторонние позднекарбоновые, а затем левосторонние позднепермские смещения [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Буслов, 2011]. На основе структурных, палеомагнитных, геохронологических и палеогеографических данных [Гришин и др., 1997; Буртман и др., 1998; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004] делается вывод о крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещениях в Алтае-Саянской складчатой области и Восточном Казахстане, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия Палеоазиатского океана. Показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации с амплитудой более чем 1000 км нарушили более раннюю тектоническую зональность [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

У юго-восточной окраины Казахстанского континента еще продолжался вулканизм (Южно-Тяньшаньская вулканическая дуга), связанный с субдукцией коры Туркестанского океана. В фамене началось закрытие Уральского океанического бассейна с образованием Главного Уральского разлома. На краю континента сформировался ороген, поставляющий обломочный материал в Предуральский прогиб и



**Рис. 8. Палинспастическая схема Центральной Евразии, поздний девон.**

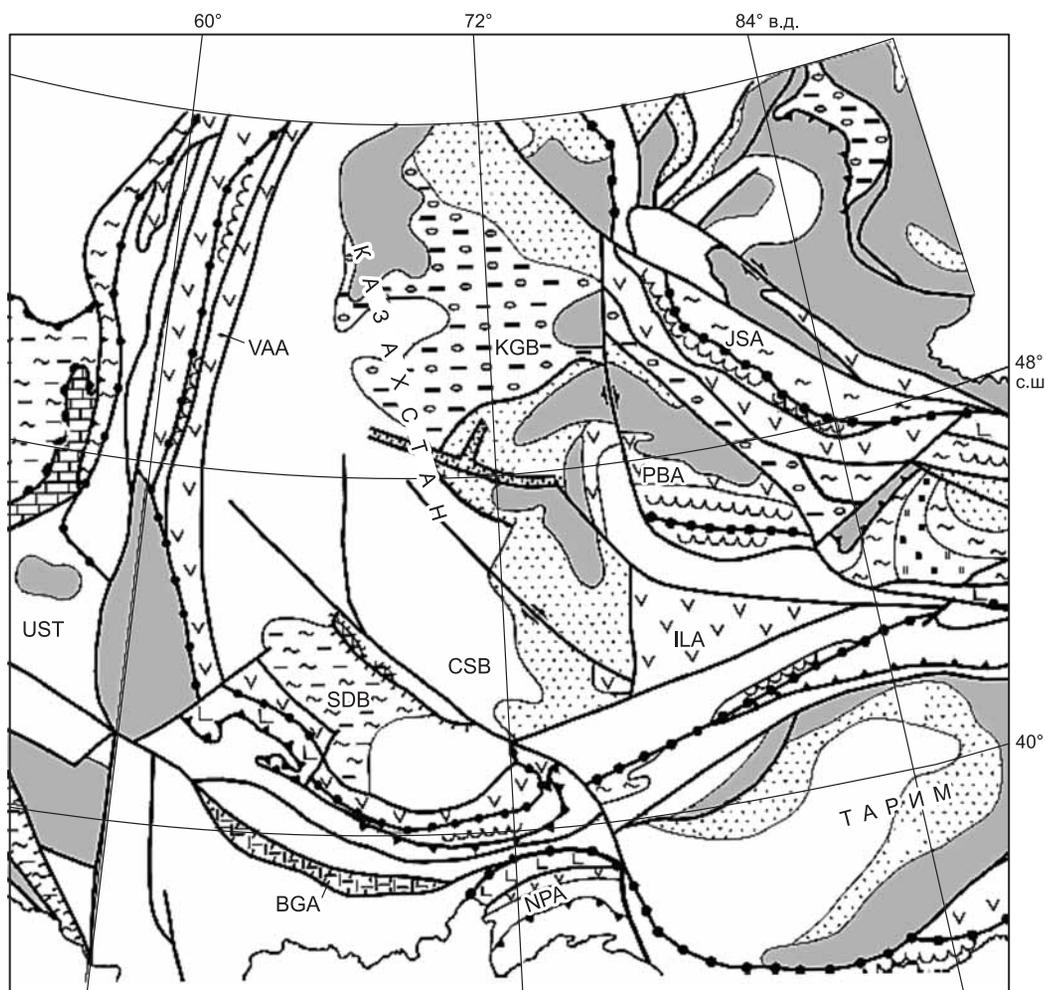
Вулканическая дуга: Прибалхашская (РВА); Предуральный бассейн (УФВ). Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.

Прикаспийскую впадину (восточную часть). Внутренние области Казахстанского континента подверглись растяжению, с чем было связано возникновение Жайльминского, Каратауского и других рифтов, сопровождавшееся слабым вулканизмом. Одновременно в краевой части Восточно-Европейской плиты происходило начавшееся еще в среднем девоне раскрытие Донецко-Туаркырского рифта. На склонах шельфа Восточно-Европейской платформы, обращенных к Уральскому океану, и на бортах всех упомянутых рифтов начали формироваться рифовые массивы. В отгороженной ими Прикаспийской впадине накапливались глинисто-карбонатные битуминозные осадки (см. рис. 7). На северной окраине Джунгаро-Балхашского бассейна и на обеих окраинах Обь-Зайсанского бассейна продолжались процессы субдукции и островодужного вулканизма.

На территории Казахстана на начало раннего карбона сохранились геодинамические тенденции, характерные для фамена. В конце раннего карбона (см. рис. 9, 10) на всех окраинах Казахстанского континента возобновилась субдукция океанической коры, с которой связано возникновение Валерьяновской островной дуги и Прибалхашско-Илийского вулканоплутонического пояса, активная деятельность вулканических дуг и закрытие некоторых междуговых бассейнов. Субдукция Джунгаро-Балхашского океанического бассейна под составной континент привела к формированию Богдошаньской островной дуги. В Тяньшаньско-Памирском секторе возникли новые вулканические дуги (Северо-Памирская и др.) и окраинные бассейны (Южно-Гиссарский). Для внутриконтинентальных областей типичны широкие карбонатные шельфы и низменный рельеф. В тылу вулканического пояса на Казахстанском континенте существовали обширные озерно-болотные равнины с мощным угленакоплением.

На большей части Казахстанского континента в фамене—раннем карбоне существовал единый шельфовый морской бассейн с терригенно-карбонатным осадконакоплением. Во второй половине раннего карбона (см. рис. 9) обособливаются три основных бассейна осадконакопления — Тенизский, Джекзакганский, Карагандинский (на севере с изолированными более мелкими впадинами). В первых двух бассейнах формируются меденосные и соленосные комплексы, на востоке — мощные угленосные толщи Карагандинского, Экибастузского и других угольных месторождений. В этих бассейнах наряду с зелено- и сероцветными, в той или иной степени, присутствуют красноцветные отложения.

На севере закрывающегося Джунгаро-Балхашского океанического бассейна (от Нуринской до Жаман-Сарысуейской зон) в фамен—карбоне формируются карбонатно-терригенные отложения, мало чем отличающиеся по фациальному облику от аналогичных Казахстанского континента. Южнее, на площади современных Токрауской и Калмакэмельской впадин в это время происходит накопление морских преимущественно терригенно-вулканогенных отложений большой мощности.

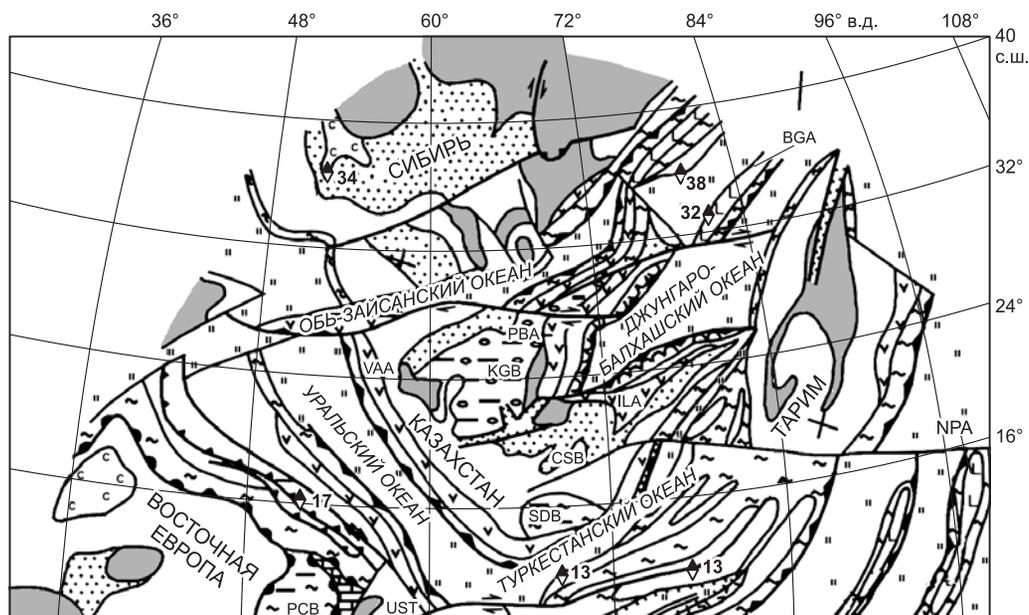


**Рис. 9. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранний карбон (визе—серпухов).**

Осадочные бассейны: Карагандинский (KGB), Сырдарьинский (SDB), Устьюртский (UST); островные вулканические дуги и окраинно-континентальные вулканоплутонические пояса: Валерьяновская (VAA), Илийская (ILA), Богдошаньская (BGA), Северо-Памирская (NPA). Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.

Основные события во второй половине раннего карбона происходят на границе Казахстанского континента и Джунгаро-Балхашского океанического бассейна (см. рис. 10). Здесь в процессе субдукции океанической плиты под Казахстанский континент формируется Балхаш-Илийский вулканоплутонический пояс окраинно-континентального типа. В современной структуре палеозойда Казахстана он имеет в плане полукольцевую, дугообразную форму и распадается на ряд сегментов (вулканических депрессий): Илийский, Кетменский, Токрауский, Калмакэмельский, Баканасский, Алакольский. Особенностью проявления вулканизма в Балхаш-Илийском вулканическом поясе является примерно равное соотношение базальт-андезитовых и риолитодацитовых серий, однако в разных сегментах их соотношение существенно меняется. На ранней стадии развития пояса еще, по-видимому, в условиях энсиалической островной дуги формируется плагиориолитодацитовая серия — на севере она представлена каркаралинской свитой (Северное Прибалхашье), на юге — шункарской и кетменской свитами (Заилийский Алатау и Кетмень), батпакской свитой Джунгарии.

На западе Казахстанского континента Валерьяновская остроудужная система в визе—серпухове маркировала активную континентальную окраину. В это время здесь существовал морской бассейн с архипелагами вулканических островов. Вулканические образования этого этапа (валерьяновская серия) сложены лавами и туфами андезитового и андезибазальтового составов. В конце раннего карбона после накопления туфокарбонатных отложений произошло извержение лав риолитов, дацитов и их туфов. Вулканические образования валерьяновской серии имеют мощность более 1000 м и относятся по своему химическому составу к нормальному известково-щелочному ряду. В пределах этой вулканической серии



**Рис. 10. Палинспастическая схема Центральной Евразии, ранний карбон (визе).**

Прикаспийский осадочный бассейн (PCB). Усл. обозн. см. на рис. 5, 7—9.

выделяются две группы обособленных пород — андезибазальты и риолиты контрастно дифференцированной натровой серии [Лялин, 1981].

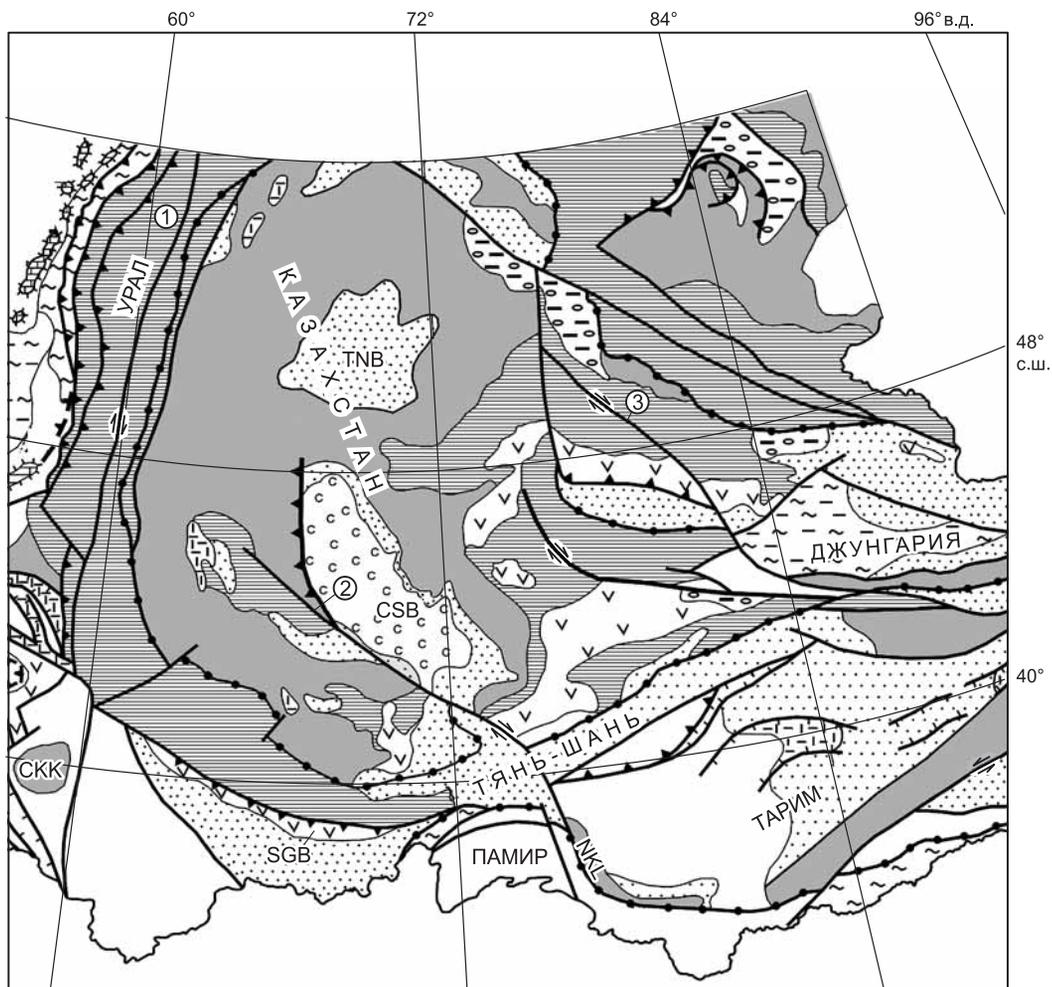
По южной периферии (в современных координатах) Обь-Зайсанского бассейна (Жарма-Саурский сегмент) в пределах островной дуги происходит формирование грубообломочных вулканогенно-молаасовых отложений. Вулканическая серия сложена андезитами, дацитами повышенной щелочности мощностью до 2500 м.

**В среднем—позднем карбоне** развивались все окраинно-континентальные активные пояса Казахстанского континента. Обрамляющие его океанические бассейны закрывались, сближались Восточно-Европейский, Казахстанско-Байкальский и Сибирский континенты [Буслов, 2011].

С середины и до конца карбона повсеместно формируются наземные обломочные отложения, в центральной и южной частях Казахстана чередующиеся с вулканическими сериями.

В самом конце позднего карбона и ранней перми начался коллизионный этап, с которым связан гранитоидный магматизм. На Урале, в Казахстане, Джунгарии, Тянь-Шане формируются коллизионные орогенетические пояса. Большая часть Таримского континента покрыта мелким морем, а в центре Казахстанского континента при аридном климате развиваются бессточные межгорные впадины. На месте Джунгаро-Балхашского и Обь-Зайсанского океанических бассейнов сохраняются остаточные внутриконтинентальные моря, связанные с океаном, расположенным на востоке.

Этот этап отличается интенсивным проявлением вулканизма в Балхаш-Илийском поясе. В Северном Прибалхашье происходит излияние и извержение большой по объему массы кислых вулканитов (до 65 тыс. км<sup>3</sup>, по данным Ю.И. Лялина [1981]). Вулканические серии этого этапа сложены в Северном Прибалхашье (Токрауский, Калмакэмельский, Баканасский сегменты) преимущественно кислыми вулканическими породами керегетасской и колдарской свит, а на юге в Илийском и Кетменском сегментах — кугалинской и жалгызагашской свитами, сложенных риолитами, риодацитами, трахириолитами. Завершается кислый вулканизм сравнительно небольшими по объему (около 10 тыс. км<sup>3</sup>) извержениями в Северном Прибалхашье трахидацитовых-трахитовых игнимбритов и внедрением субщелочных гранитоидов. Ареалы вулканизма базальт-андезитового ряда пространственно приурочены к шовным зонам, тогда как кислые комплексы распространены на удалении от шовных зон, формируя вулканотектонические депрессии, осложненные поднятиями. Возникновение этих поднятий связано с внедрением гранитов, которые маркируют начало пермских коллизионных событий. Саякская зона в это время занимала позицию преддуговой террасы, продукты размыва и переотложения вулканического материала смешиваются среди морских осадков саякской серии. Морской режим и сопутствующее ему осадконакопление в Саякской преддуговой террасе заканчиваются в начале ранней перми.



**Рис. 11. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, ранняя пермь.**

Осадочные бассейны: Южно-Гиссарский (SGB), Тенизский (TNB); блоки: Центральнo-Каракумский (СКМ); главные разломы (цифры в кружках): Челябинский (1), Главный Каратауский (2), Главный Чингизский (3). Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.

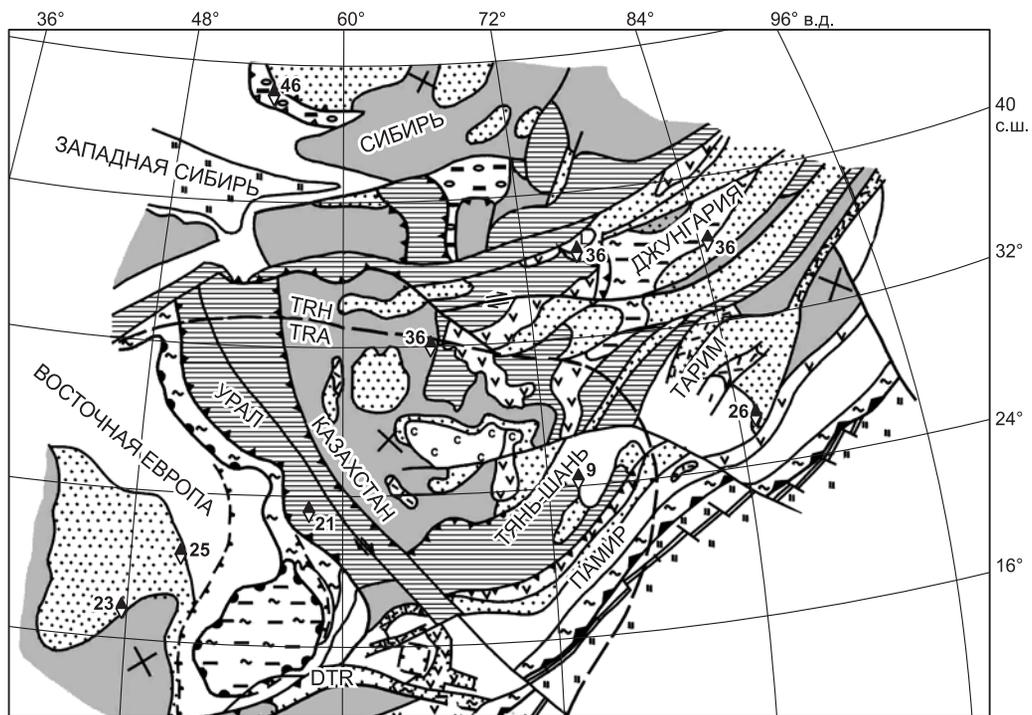
Продолжил развитие глубоководный Прикаспийский бассейн, в котором происходило накопление битуминозных осадков в центральной его части, тогда как по периферии в его шельфовой зоне формировались карбонатные биогермные карбонатные платформы.

На западной окраине Казахстанского континента продолжается развитие Валерьяновской островодужной системы. Вулканические образования этого этапа представлены среднекарбовой андезибазальтовой давидовской серией.

**Пермь** (рис. 11—14). В ранней перми началась активная стадия коллизии Казахстанского континента с Таримом и Восточно-Европейским континентом. Коллизия сопровождалась гранитоидным магматизмом и горообразованием. Восточно-Европейская плита смещалась к северу. При этом произошло закрытие Донецко-Туаркырского рифта с развитием складчато-надвиговых деформаций на границе с Прикаспийским бассейном. Закрывался и остаточный Обь-Зайсанский бассейн (см. рис. 11).

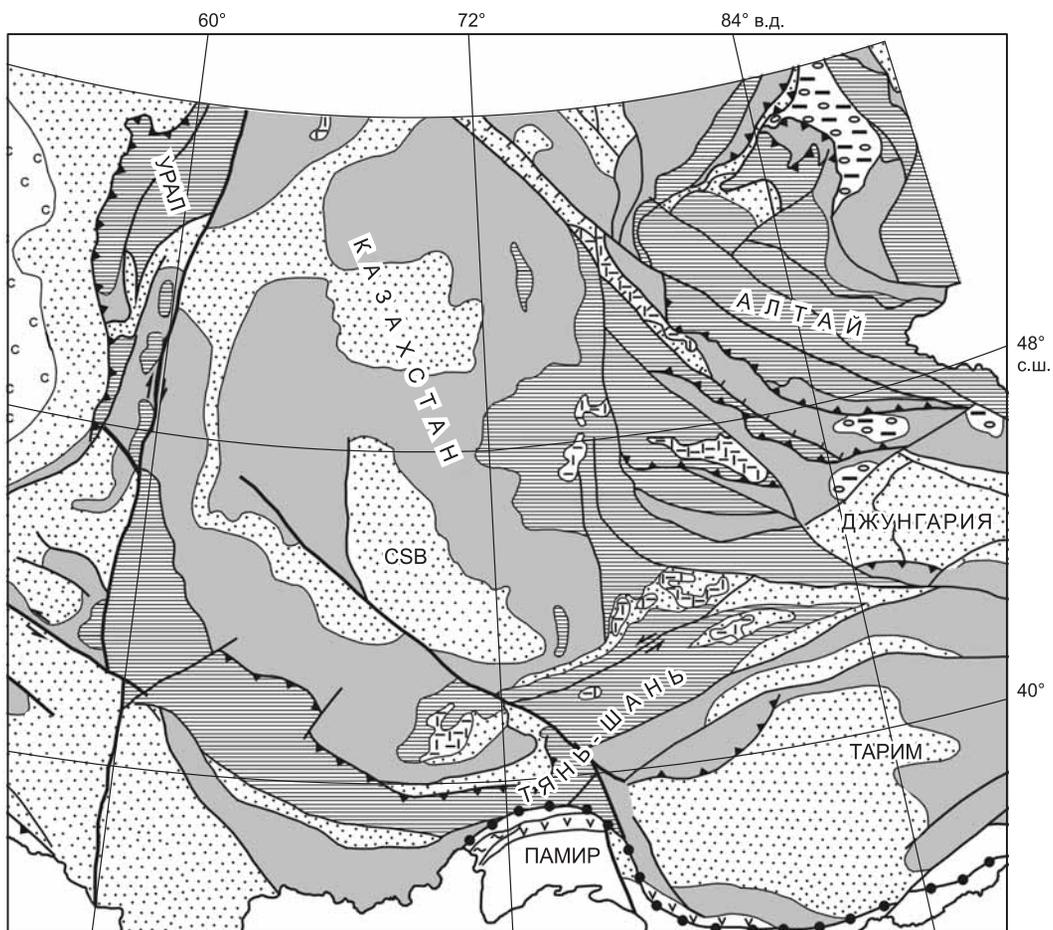
На тегической окраине Евразии активно проявились начавшиеся еще в позднем карбоне процессы субдукции океанической коры. С ними был связан окраинно-континентальный вулканизм на Кавказе, в Карабогазском и Каракумском блоках, в Южном Гиссаре, Памире и Куньлуне. В пределах Тарима и Джунгаро-Балхашской области (Баканасский вулканический сегмент) активно проявился плюмовый магматизм. В Таримской крупной изверженной провинции (295—270 млн лет) [Добрецов и др., 2010] этот тип магматизма сопровождался развитием бимодальной, щелочно-базитовой и толеитовой серий пород. В Баканасском вулканическом сегменте активно изливались щелочные базиты (куралинская свита перми).

Смещение Восточно-Европейского континента к северу в перми связано с формированием активных движений по Челябинскому, Главному Каратаускому, Джалаир-Найманскому и другим правосторон-



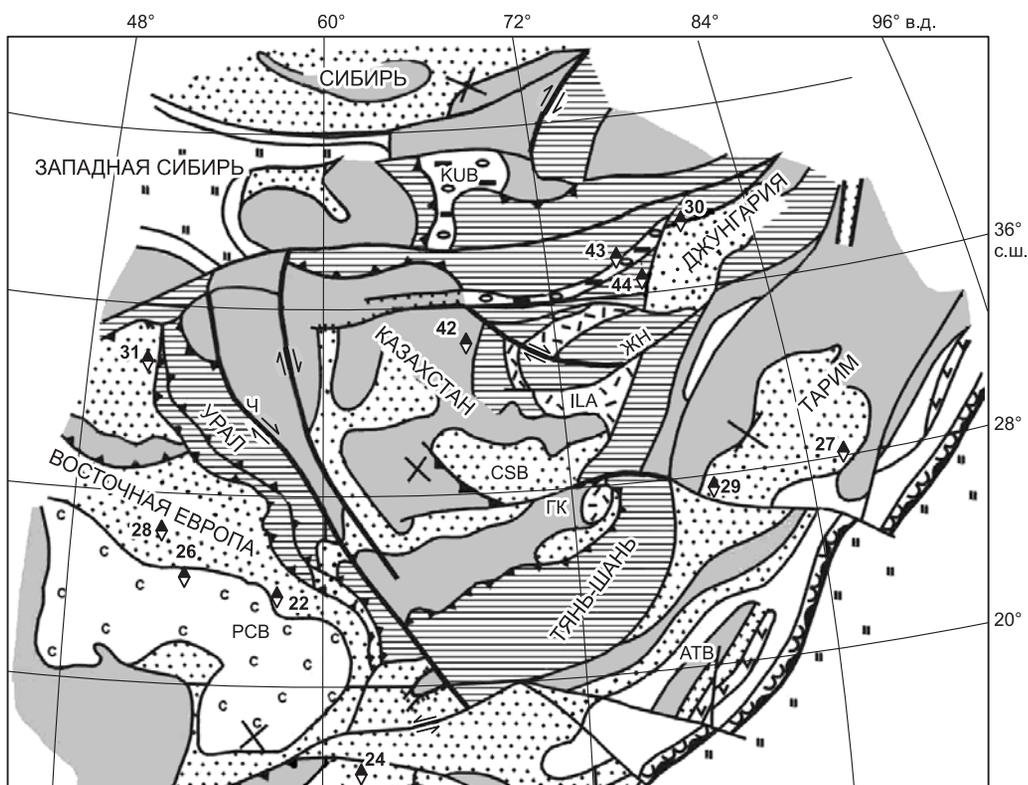
**Рис. 12. Палинспастическая схема Центральной Евразии, ранняя пермь.**

DTR — Донецко-Туаркырский рифт. Усл. обозн. см. на рис. 5.



**Рис. 13. Палеогеографическая схема Центральной Евразии, поздняя пермь.**

Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.



**Рис. 14. Палинспастическая схема Центральной Евразии, поздняя пермь.**

Бассейны: Афгано-Таджикский (АТВ); сдвиги: Челябинский (Ч), Жалаир-Найманский (ЖН). Усл. обозн. см. на рис. 5, 7.

ним сдвигам (см. рис. 11). Наряду с поднятием горных хребтов в ранней перми образовались остаточные полузамкнутые глубоководные бассейны. Примером служит Джунгарский бассейн, в котором накапливался мощный флиш с битуминозными сланцами. В большинстве районов осадконакопление развивалось в условиях межгорных и предгорных впадин с накоплением красноцветных моласс, местами с вулканитами. В Прикаспии и Донецко-Туаркырском рифте происходило образование соленых толщ.

В перми—триасе завершилось формирование коллажа сдвиговых структур Центрально-Азиатского орогенического пояса (см. рис. 1, 14). Евразийский континент имел активную окраину с океаном Палеотетис и продолжил движение на север [Buslov et al., 2004]. Это обусловило развитие сдвигов и образование рифтов и грабенов на Тариме, Устюрте, Мангышлаке, Тянь-Шане. Отмечается надвигание кряжа Карпинского и Уральского складчатого пояса на Прикаспийскую впадину и Устюрт, где накапливались мощные терригенные и соленосные внутриконтинентальные толщи. Красноцветные терригенные отложения формировались также в ряде впадин Казахстана и Китая — Чу-Сарысуйской, Тенизской, Джунгарской, Таримской (см. рис. 13).

В зоне фронтального столкновения Восточно-Европейского и Казахстанско-Байкальского континентов в позднем карбоне—перми был сформирован Уральский аллохтонный ороген, когда как преимущественно в западной части на большей части Центрально-Азиатской складчатой области проявились сдвиговые деформации и произошло образование ороклинальных складок [Буслов, 2011, рис. 1]. С востока Восточно-Европейский кратон совместно с залегающим на нем Уральским орогеном ограничен крупноплатитудной зоной сдвигов от основной части Казахстанско-Байкальского континента (см. рис. 1). По обрамлению Восточно-Европейского континента проявлена Троицкая система разломов, вдоль которой обнаружены крупные сдвиговые деформации [Пучков, 2000]. Крупные сдвиги на Урале возникли в поздней перми—раннем триасе и деформируют раннепалеозойскую покровно-складчатую структуру Уральского орогена, как это показано на примере Магнитогорской зоны [Савельев и др., 1998].

На основании анализа палеогеографической зональности и по ареалам распространения неморских двустворок в Печерском, Карагандинском и Кендырлыкском бассейнах [Бетехтина, Журавлева, 1983] с учетом современного расположения угленосных бассейнов М.М. Буслов [2011] предполагает, что на-

чиная с позднего карбона после закрытия Уральского океана Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние более 2 тыс. км, когда как Сибирский континент вращался по часовой стрелке, не меняя своего положения по широте, что подтверждается и палеомагнитными данными [Диденко и др., 1994]. Сдвиговая кинематика взаимодействия крупных континентальных масс привела к крупноамплитудным правосторонним смещениям между Восточно-Европейским и Казахстанско-Байкальским составным континентом, что привело к формированию сдвигов в Казахстанском блоке составного континента. По палеомагнитным данным, Восточно-Европейский континент достиг современного положения к началу юры. Это означает, что проявление сдвиговых деформаций, нарушающих казахстанские каледониды, происходило в период поздней перми—триасе.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании анализа стратиграфических и геологических данных показаны палеогеографические и палинспастические реконструкции казахстанской части составного континента, рассмотрена многостадийная геодинамическая эволюция палеозойд Казахстана, обоснована схема их тектонического районирования.

Казахстанский составной континент формировался в результате активных аккреционных и коллизионных процессов на рубеже среднего—позднего ордовика и представляет собой коллаж микроконтинентов (Кокчетавского, Улутауского, Чуйского, Кендыктасского и более мелких кратонных террейнов) и островных дуг (Степнякской, Бошекульской и Чингиз-Тарбагатайской). Этот этап заканчивается мощной коллизией на северной, западной и южной бортовых частях Казахстанского континента с Степнякско-Северо-Тяньшаньской островной дугой, ее амальгамацией с микроконтинентами.

В позднем ордовике в пределах Казахстанского континента формируются терригенные и вулканогенные компенсированные осадочные комплексы, которые продолжали свое развитие в силуре. На границах континента с Уральским, Туркестанским и Джунгаро-Балхашским океанами образуются Сакмарская, Тагильская и Восточно-Уральская вулканические островные дуги. Заканчивается тектонический этап внедрением позднеордовикских коллизионных гранитоидов, которые формируют протяженный плутонический пояс, протягивающийся через весь Казахстанский континент. В конце силура происходит коллизия Казахстанского континента с островными дугами Туркестанского и Обь-Зайсанского океанов, что приводит к образованию серо- и красноцветной моласс, а также гранитных поясов в Северном Тянь-Шане и Чингизе. В дальнейшем происходит развитие девонских и каменноугольно-пермских активных окраин составного континента, во внутренних частях формируются раннедевонские рифтогенные вулканогенно-осадочные образования, среднепозднедевонская вулканогенная моласса, позднедевонско-раннекарбонные рифтогенные осадочно-вулканогенные, шельфовые терригенно-карбонатные толщи и угленосные озерно-болотные осадки, среднепозднекарбонные обломочные образования бессточных впадин. В пермское время на южной окраине составного Казахстанского континента проявился плюмовый магматизм [Добрецов и др., 2010], который по времени совпал с формированием красноцветной молассы и тектонической деструкцией палеозойд Казахстана в результате коллизии Восточно-Европейского и Казахстанско-Байкальского континентов.

## ЛИТЕРАТУРА

**Авдеев А.В.** Палеогеодинамическая карта Южного Казахстана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 111—116.

**Атлас** литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии. Алматы, ЮГГЕО, 2002, 38 ил.

**Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л., Зоненшайн Л.П., Сяо Сючань, Чанг Э.З.** Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 8—28.

**Бетехтина О.А., Журавлева И.Т.** Среда и жизнь в геологическом прошлом: палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, Наука, 1983, 176 с.

**Буртман В.С., Гурарий Г.З., Беленький И.А., Кудашева И.А.** Казахстан и Алтай в девонское время (по палеомагнитным данным) // Геотектоника, 1998, № 6, с. 63—71.

**Буслов М.М.** Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 44 с.

**Буслов М.М.** Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

**Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А.** Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектони-

- ке и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.
- Гришин Д.В., Печерский Д.М., Дегтярев К.Е.** Палеомагнетизм и реконструкция среднепалеозойской структуры Центрального Казахстана // Геотектоника, 1997, № 1, с. 71—81.
- де Граве И., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Вермиш П., Мак-Виллиамс М.О., Меткалф Дж.** Раннеордовикский возраст деформаций в Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоне: новые структурные и  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  данные // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 445—454.
- Дегтярев К.Е.** Каледониды Казахстана и Северного Тянь-Шаня: строение, тектоническая эволюция и процессы формирования континентальной коры: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. М., 2010, 48 с.
- Дегтярев К.Е., Рязанцев А.В., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З.** Раннекембрийские оphiолиты Бошекульской зоны (Центральный Казахстан): строение разрезов и обоснование возраста // Докл. РАН, 2010, т. 431, № 4, с. 503—508.
- Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 59—75.
- Добрецов Н.Л.** Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе (Палеоазиатский океан) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 5—27.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М.** Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.
- Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Жимулев Ф.И., Травин А.В., Заячковский А.А.** Венд-раннеордовикская геодинамическая эволюция и модель эксгумации пород сверхвысоких и высоких давлений Кокчетавской субдукционно-коллизийной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 428—444.
- Добрецов Н.Л., Борисенко А.С., Изох А.Э., Жмодик С.М.** Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно- и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1159—1187.
- Ермолов П.В.** Геодинамика Казахстана // Материалы Международной научно-практической конференции «Геологическая наука и индустриальное развитие Республики Казахстан», посвященной 70-летию Института геологических наук им. К.И. Сатпаева. Алматы, 2010, с. 20—24.
- Звонцов В.С., Фрид Н.М.** О венд-раннепалеозойском вулканизме Казахстана (районирование и основные черты развития) // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1988, № 6, с. 48—61.
- Звонцов В.С., Фрид Н.М.** Эволюция венд-раннепалеозойского вулканизма Казахстана (возрастная корреляция, эволюционные формационные ряды, некоторые особенности петрохимии) // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1991, № 2, с. 55—67.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М.** Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 с.; т. 2, 334 с.
- Жимулев Ф.И., Полтаранина М.А., Корсаков А.В., Буслов М.М., Друзяка Н.В., Травин А.В.** Структурное положение и петрология эфлогитов позднекембрийско-раннеордовикской Северо-Кокчетавской тектонической зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (2), с. 240—256.
- Жимулев Ф.И., Буслов М.М., Травин А.В., Дмитриева Н.В., де Граве Й.** Раннесреднеордовикская покровно-чешуйчатая структура зоны сочленения Кокчетавского НР-УНР метаморфического пояса и Степнякской палеоостроводужной зоны (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 138—157.
- Кассин Н.Г.** Краткий геологический очерк Северо-Восточного Казахстана // Труды ВГРО, 1931, вып. 165, с. 77.
- Кассин Н.Г.** Очерк тектоники Казахстана // Проблемы советской геологии, 1934, № 6, с. 161—180.
- Кассин Н.Г.** Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана // Проблемы советской геологии, 1937, № 8, с. 645—662.
- Коробкин В.В., Смирнов А.В.** Палеозойская тектоника и геодинамика вулканических дуг Северного Казахстана // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (4), с. 462—474.
- Куренков С.А., Диденко А.Н., Симонов В.А.** Геодинамика палеоспрединга. М., ГЕОС, 2002, 294 с.
- Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Хамзин Б.С., Мазуров А.К., Хамза С.Х.** Новые данные о строении девонского вулканического пояса северо-востока Центрального Казахстана // Докл. РАН, 1998, т. 358, № 1, с. 83—86.

**Курчавов А.М., Гранкин М.С., Мальченко Е.Г., Жуковский В.И., Мазуров А.К., Хамзин Б.С.** Зональность, сегментированность и палеогеодинамика девонского вулканического пояса Центрального Казахстана // Геотектоника, 2000, № 4, с. 32—43.

**Летников Ф.А., Халилов В.А.** К проблеме датирования тектонитов в зонах глубинных разломов // Докл. РАН, 1994, т. 334, № 3, с. 352—355.

**Лялин Ю.И.** Вулканизм и тектоника позднего палеозоя // Проблемы тектоники Казахстана, Алма-Ата, 1981, с. 90—101.

**Магретова Л.И.** Магматизм и минералогия зоны сочленения Ерментауского и Бозшакольского антиклинориев (северо-восток Центрального Казахстана): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Алматы, ГИН, 1999, 23 с.

**Моссаковский А.А., Руженцов С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.** Центральное-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—33.

**Никитин И.Ф.** Ордовикские кремнистые и кремнисто-базальтовые комплексы Казахстана // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (6), с. 512—527.

**Никитин И.Ф., Фрид Н.М., Звонцов В.С.** Палеогеография и вулканизм Казахстана и Северного Тянь-Шаня в ордовике // Сов. геология, 1990, № 10, с. 38—48.

**Никитина О.И., Толмачева Т.Ю., Рязанцев А.В.** Стратиграфия, районирование и основные типы палеобассейнов ордовика Северной Бепак-Далы (Центральный Казахстан) // Изв. НАН РК, Сер. геол., 2008, № 3, с. 8—23.

**Парфенов Л.М., Ноклеберг У.Дж., Ханчук А.И.** Принципы составления и главные подразделения легенды геодинамической карты Северной и Центральной Азии, юга Российского Дальнего Востока, Кореи и Японии // Тихоокеанская геология, 1998, т. 17, с. 3—13.

**Печерский Д.М., Диденко А.Н.** Палеоазиатский океан. М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.

**Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.

**Родыгин А.И.** Динамометаморфические породы. Томск, Изд-во Том. ун-та, 2001, 356 с.

**Рязанцев А.В., Дегтярев К.Е., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Анисимова И.В., Яковлева С.З.** Офиолиты Джалаир-Найманской зоны (Южный Казахстан) // Докл. РАН, 2009, т. 427, № 3, с. 359—364.

**Савельев В.Б., Астраханцев О.В., Книппер А.Л., Шараськин Г.Н., Савельева Г.Н.** Строение и фазы деформаций северного окончания Магнитогорской зоны Урала // Геотектоника, 1998, № 3, с. 38—50.

**Смирнов А.В., Коробкин В.В.** Тектоническая карта Казахстана м-ба 1:1 000 000 (принципы, легенда, геологические структуры) // Изв. НАН РК, Сер. геол., 2003, № 2, с. 77—89.

**Стецюра М.М.** Кембрийский вулканизм Шынгыз-Тарабагайской складчатой системы: Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Алматы, 2007, 26 с.

**Тектоническая карта СССР**, м-б 1:4 000 000 / Ред. Н.П. Кропоткин. М., 1952.

**Тектоническая карта СССР** и сопредельных стран, м-б 1:5 000 000 / Под ред. Н.С. Шатского, А.А. Богданова, М.В. Муратова. М., 1956.

**Цай Д.Т.** Региональная зональная шкала ордовика по граптолитам: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 1988, 29 с.

**Шатский Н.С.** О тектонике Центрального Казахстана // Изв. АН СССР. Отд. математических и естественных наук, 1938, № 5—6, с. 737—769.

**Шатский Н.С.** Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана // Материалы по геологии Центрального Казахстана. М., Л., АН СССР, 1940, с. 7—12.

**Шацкий В.С., Ягоуц Э.Ч., Козьменко О.А., Блинчик Т.М., Соболев Н.В.** Возраст и происхождение эклогитов Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (12), с. 47—58.

**Шацкий В.С., Теннисен К., Добрецов Н.Л., Соболев Н.В.** Новые свидетельства метаморфизма сверхвысоких давлений в слюдяных сланцах участка Кулет Кокчетавского массива (Северный Казахстан) // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (8), с. 1039—1044.

**Шенгер А.М.Дж., Натальин Б.А., Буртман В.С.** Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.

**Шужанов В.М.** Формации девона. Алма-Ата, 1984, 223 с.

**Филиппова И.Б., Буш В.А., Диденко А.Н.** Среднепалеозойские субдукционные пояса — ведущий фактор формирования структуры Центрально-Азиатского покровно-складчатого пояса // Российский журнал наук о Земле, 2001, т. 3, № 6, с. 405—427.

**Хаин В.Я.** Тектоника континентов и океанов. М., Научный мир, 2000, 604 с.

**Хераскова Т.Н., Буш В.А., Диденко А.Н., Самыгин С.Г.** Распад Родинии и ранние стадии развития Палеоазиатского океана // Геотектоника, 2010, т. 44, № 1, с. 3—24.

**Atlas** of the paleogeography of China. Beijing, Cartographic Publishing House, 1985, 200 p.

**Atlas** of the paleotectonic and paleogeographical landscape maps of hydrocarbon provinces of Siberia / Eds. V.S. Surkov, V.P. Korobeinikov, L.V. Smirnov. Petroconsultants, Geneva, Switzerland, 1995, 188 p.

**Berzin N.A., Dobretsov N.L.** Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleasian Ocean. Netherlands, VSP Intern. Sci. Publishers, 1993, p. 45—62.

**Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y., Iwata K., Smirnova L.V., Saphonova I.Yu., Semakov N.N., Kiryanova A.P.** Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia: tectonic pattern and model of formation // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 655—671.

**Bykadorov V.A., Bush V.A., Fedorenko O.A., Filippova I.B., Miletenko N.V., Puchkov V.N., Smirnov A.V., Uzhkenov B.S., Volozh Y.A.** Ordovician — Permian palaeogeography of central Eurasia: development of Paleozoic petroleum-bearing basins // J. Petrol. Geol., 2003, v. 26, № 3, p. 325—350.

**Maruyama S.** Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan, 1994, v. 100, № 1, p. 24—49.

**Sengor A.M.C., Natal'in B.A., Burtman V.S.** Evolution of the Altaid tectonic collage and Paleozoic crustal growth in Eurasia // Nature, 1993, v. 364, p. 299—307.

**Windley B.F., Kroner A., Guo J., Qu G., Li Y., Chi Zhang.** Neoproterozoic to Paleozoic geology of the Altai orogen, NW China: new zircon age data and tectonic evolution // J. Geol., 2002, v. 110, p. 719—737.

**Windley B.F., Alexeiev D., Xiao W.J., Kroner A., Badarch G.** Tectonic models for accretion of the Central Asian orogenic belt // J. Geol. Soc., 2007, v. 164, p. 31—47.

**Xiao W.J., Windley B.F., Huang B.C., Han C.M., Yuan C., Chen H.L., Sun M., Sun S., Li L.** End-Permian to mid-Triassic termination of the accretionary processes of the southern Altaids: implications for the geodynamic evolution, Phanerozoic continental growth, and metallogeny of Central Asia // Int. J. Earth Sci., 2009, v. 98, p. 1189—1217.

*Поступила в редакцию  
30 мая 2011 г.*