

ТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА: РОЛЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КРУПНОАМПЛИТУДНЫХ СДВИГОВ

М.М. Буслов

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

В основе тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса предложено выделять следующие структурные элементы: 1. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого 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. 2. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента, состоящие из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, комплексов пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбоневой активной окраины. В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В западной окраине Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе другого океана, вероятно, Палеопацифики. 3. Среднепоздпалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты, среднепалеозойские метаморфические породы зон смятий. Вдоль сутурной зоны происходило смещение по сдвиговой составляющей на запад континентальных масс Казахстанско-Байкальского континента вдоль юго-восточной окраины Сибирского континента. В позднем девоне—раннем карбоне континенты амальгамировали и создали Северо-Азиатский континент. 4. Позднепалеозойские сдвиговые зоны, формирующие орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне—раннем карбоне при столкновении Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне—перми, и в поздней перми—раннем триасе при столкновении Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским. В результате коллизий венд-среднепалеозойские аккреционно-коллизийные окраины Сибирского и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами с амплитудой до первых тысяч километров и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов, которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональность.

Микроконтиненты, террейны, аккреция, коллизия, островные дуги, позднепалеозойские сдвиги, Центрально-Азиатский складчатый пояс.

TECTONICS AND GEODYNAMICS OF THE CENTRAL ASIAN FOLDBELT: THE ROLE OF LATE PALEOZOIC LARGE-AMPLITUDE STRIKE-SLIP FAULTS

M.M. Buslov

The following structural elements have been recognized to constitute the tectonic demarcation of Central Asian Foldbelt: (1) The Kazakhstan–Baikal composite continent, its basement formed in Vendian–Cambrian as a result of Paleasian oceanic crust, along with Precambrian microcontinents and Gondwana-type terranes, subduction beneath the southeastern margin of the Siberian continent (western margin in present-day coordinates). The subduction and subsequent collision of microcontinents and terranes with the Kazakhstan–Tuva–Mongolia island arc led to crustal consolidation and formation of the composite-continent basement. In Late Cambrian and Early Ordovician, this continent was separated from Siberia by the Ob'–Zaisan ocean basin. (2) The Vendian and Paleozoic Siberian continental margin complexes comprising the Vendian–Cambrian Kuznetsk–Altai island arc and the rock complexes of Ordovician–Early Devonian passive margin and Devonian to Early Carboniferous active margin. Fragments of Vendian–Early Cambrian oceanic crust represented by ophiolite and paleo-oceanic mounds dominate in the accretionary wedges of island arc. The Gondwana-type continental blocks are absent in western Siberian continental margin complexes and supposedly formed at the convergent boundary of a different ocean, probably, Paleopacific. (3) The Middle–Late Paleozoic Charysh–Terekta–Ulagan–Sayan suture-

shear zone separating the continental margin complexes of Siberia and Kazakhstan–Baikal. It is composed of fragments of Cambrian and Early Ordovician oceanic crust of the Ob’–Zaisan basin, Ordovician blueschists and Cambrian–Ordovician turbidites, and Middle Paleozoic metamorphic rocks of shear zones. In the suture zone, the Kazakhstan–Baikal continental masses moved westward along the southeastern margin of Siberia. In Late Devonian and Early Carboniferous, the continents amalgamated to form the North Asian continent. (4) The Late Paleozoic strike-slip faults forming an orogenic collage of terranes, which resulted from Late Devonian to Early Carboniferous collision between Kazakhstan–Baikal and Siberian continents and Late Carboniferous to Permian and Late Permian to Early Triassic collisions between East European Craton and North Asian continent. As a result, the Vendian to Middle Paleozoic accretion-collisional continental margins of Siberia and the entire Kazakhstan–Baikal composite continent became fragmented by large-amplitude (up to a few thousand kilometers) strike-slip faults and conjugate thrusts into several strike-slip terranes, which mixed with each other and thus disrupted the original geodynamic, tectonic, and paleogeographic demarcation.

Microcontinents, terranes, accretion, collision, island arcs, Late Paleozoic displacements, Central Asian Foldbelt

ВВЕДЕНИЕ

В преобладающей массе работ складчатые области Центральной Азии, в том числе Восточного Казахстана и Южной Сибири (Алтае-Саянская область, Прибайкалье и Забайкалье) рассматриваются как структуры, сформированные в венде—палеозое на окраине Сибирского континента в результате последовательной аккреции к нему островных дуг и континентальных блоков Гондваны, с проявлением сдвиговых деформаций, несущественно меняющих стиль последовательного аккреционного роста Сибирского континента [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Sengör et al., 1993; Шенгер и др., 1994; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Парфенов и др., 2003; Гордиенко, 2006; Windly et al., 2007; Yakubchuk, 2008; Xiao et al., 2009; и др.].

В статье представлена новая модель тектонического районирования Восточного Казахстана, Алтае-Саяна и Центрально-Азиатской складчатой области (Центрально-Азиатского орогенического пояса, или Алтаид) в целом, с учетом их строения как позднепалеозойских крупноамплитудных (от многих сотен до нескольких тысяч километров) сдвиговых террейнов, представляющих фрагменты венд-палеозойских окраинно-континентальных комплексов Сибирского континента, в том числе венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, и Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего континентальные блоки Гондваны, фрагменты венд-кембрийской Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дуги и позднедокембрийской океанической коры Палеоазиатского океана. Дискутируется проблема формирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и положения его границ.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

В последнее время доказано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии [Зоненшайн и др., 1990; Berzin, Dobretsov, 1993; Sengör et al., 1993, Шенгер и др., 1994; Берзин и др., 1994; Диденко и др., 1994; Буслов, 1998; Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, 2003; Добрецов, Буслов, 2007]. Они формируют орогенический коллаж террейнов, образованный в позднем девоне—раннем карбоне при столкновении Казахстанского (Казахстанско-Байкальского) составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне—перми при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [Буслов, 1998; Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007]. В результате коллизий венд-среднепалеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Восточно-Европейского континентов и полностью Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены крупноамплитудными сдвигами и сопряженными надвигами на множество сдвиговых террейнов (тектоностратиграфических единиц), которые перемешались друг с другом, нарушив первичную геодинамическую, тектоническую и палеогеографическую зональность.

В основе тектонического районирования Центральной Азии (рис. 1, 2) выделяются следующие основные структурные элементы [Буслов, 1998; Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007]:

1. Казахстанско-Байкальский составной континент, фундамент которого 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 (Иссык-Кульский, Каратауский, Улутауский, Кокчетавский, Актау-Моинтинский, Тарбагатайский, Центрально-Тяньшаньский, Алтае-Монгольский, Тувинно-Монгольский и др.). Субдукция и последующая коллизия микроконтинентов и террейнов с Казахстанско-Тувинно-Мон-

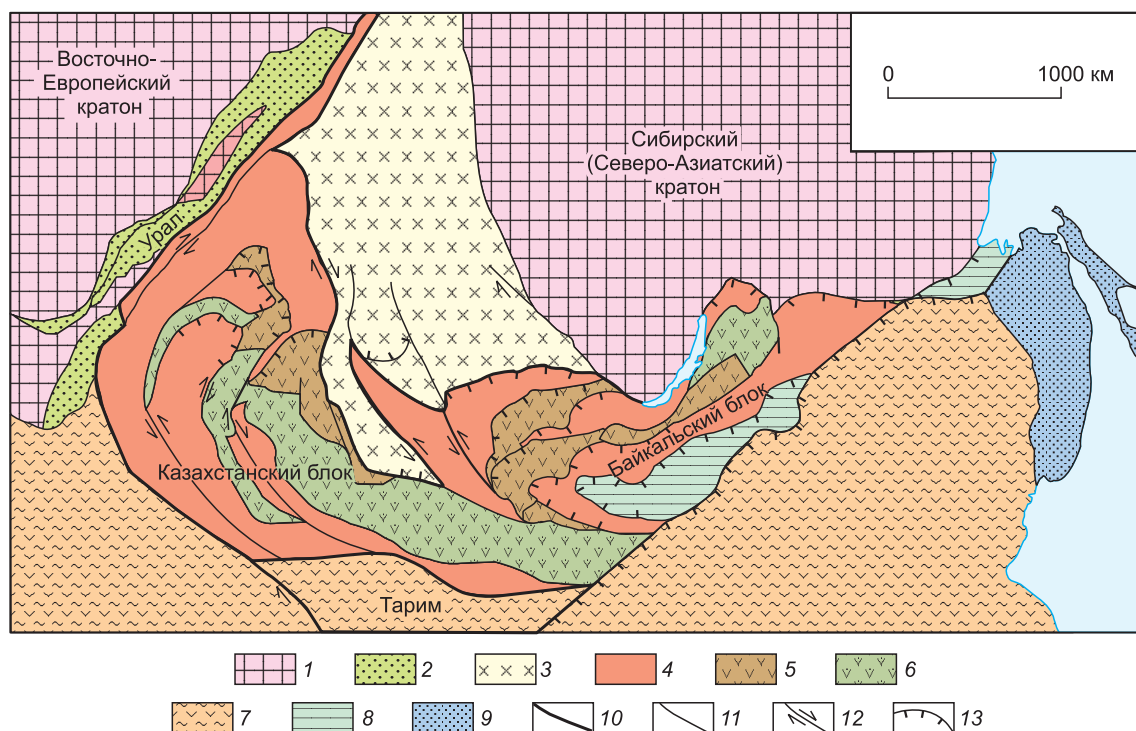


Рис. 1. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса (по [Добрецов, Буслов, 2007] с дополнениями).

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-коллизийные 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-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — раннемезозойская Монголо-Охотская сутурно-сдвиговая зона, 9 — позднемеозойский аккреционно-коллизийный пояс, 10 — ограничения Казахстанско-Байкальского составного континента; 11 — позднепалеозойские разломы нерасчлененные, 12 — позднепалеозойские и раннемезозойские сдвиги, стрелками показаны направления смещений, 13 — позднепалеозойские и раннемезозойские надвиги.

гольской островной дугой, привела к широкому проявлению коллизийного метаморфизма и магматизма, и в целом к консолидации земной коры и формированию фундамента составного континента [Добрецов, Буслов, 2007]. В кембрии—раннем ордовике он был отделен от Сибирского континента Обь-Зайсанским океаническим бассейном, который на начальной стадии существовал, вероятно, как задуговый бассейн Казахстанско-Тувинно-Монгольской островной дуги. Начиная с раннего ордовика составной континент смещался в западном направлении относительно Сибирского континента, разделяющий их океанический бассейн, который субдвигивал под Казахстанско-Байкальский континент в ордовике—девоне. Субдукция океанической коры и последующая коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов в конечном итоге привели к формированию Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны. С юга в ордовике—карбоне составной континент наращивался активными окраинами, к которым аккретировали континентальные блоки Гондваны. В современной структуре ЦАСП Казахстанско-Байкальский составной континент представлен в восточной части Урала, западной части фундамента Западно-Сибирской плиты, на Тянь-Шане, Казахстане, в южной части Алтае-Саянской области, в Туве, Прибайкалье и Забайкалье, Монголии и северной части Китая (рис. 1). Отличительной чертой его структуры является наличие континентальных блоков Гондваны. От окраинно-континентальных комплексов западной части Сибирского континента составной континент отделен Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной (см. рис. 1, 2). В северо-западном направлении она интенсивно нарушена позднепалеозойскими сдвигами и скрыта под мезозойско-кайнозойским осадочным чехлом Западно-Сибирского бассейна. В восточном направлении, в Байкальском и Забайкальском регионах ее продолжение может быть представлено ордовикской Ольхонской сдвиговой зоной, реактивированной в среднем—позднем палеозое [Добрецов, Буслов, 2007], в пределах которой расположены метавулканогенно-осадочные породы ольхонской серии, представляющие собой венд-кем-

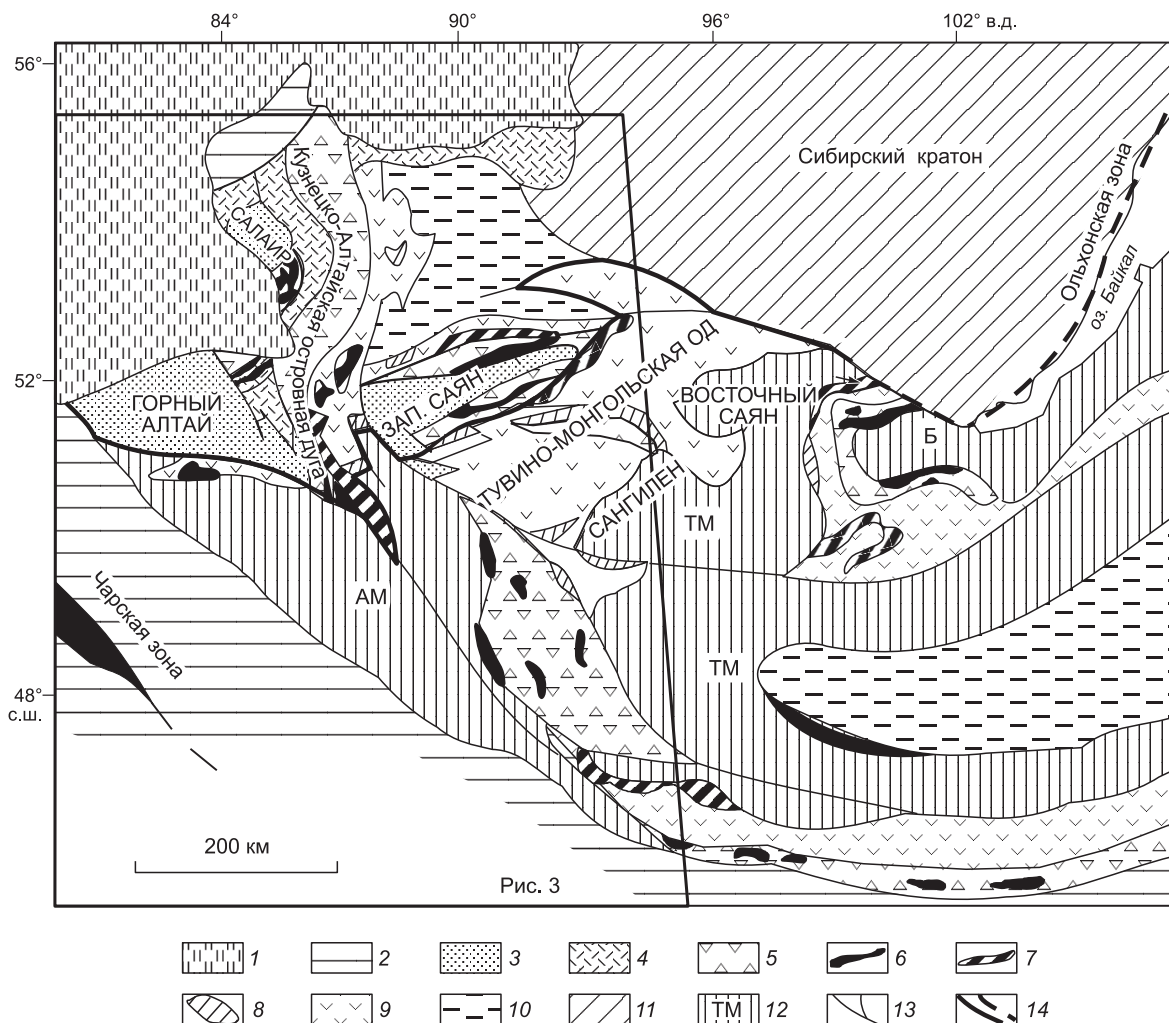


Рис. 2. Схема тектонического районирования Центрально-Азиатского складчатого пояса на территории Алтае-Саянской складчатой области, Монголии и Прибайкалья.

1 — неоген-четвертичные отложения Бийско-Барнаульской впадины, 2 — нерасчлененный коллаж позднепалеозойских сдвиговых террейнов Восточного Казахстана, разделяющих Казахстано-Байкальский континент на западный Казахстанский и восточный Байкальский блоки, 3 — нерасчлененные образования ордовикско-раннедевонской пассивной и девонской активных окраин Сибирского континента, 4 — раннесреднедевонский пояс активной окраины и задугового бассейна Сибирского континента, 5 — поздневендско-раннекембрийские аккреционные клинья, 6 — офиолиты океанические, 7 — офиолиты примитивных островных дуг, 8 — офиолиты задуговых бассейнов, 9 — венд-кембрийские островные дуги, 10 — нерасчлененные раннемезозойские образования Монголо-Охотской сутурно-сдвиговой зоны, 11 — Сибирский кратон, 12 — континентальные блоки Гондваны: ТМ-Тувинно-Монгольский микроконтинент, Б-Баргузинский микроконтинент, АМ-Алтае-Монгольский террейн, 13 — нерасчлененные позднепалеозойско-раннемезозойские разломные структуры, 14 — Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона.

брийские образования задугового бассейна [Зорин и др., 2009]. Граница Казахстанско-Байкальского составного континента с Восточно-Европейским проходит по Главному Уральскому разлому. Для обоснования этого положения необходимо доказать, что палеозойские островодужные системы Уральских гор формировались как окраинно-континентальные образования Казахстанско-Байкальского континента и были смещены на несколько тысяч километров к северу вместе с Восточно-Европейским континентом, имеющим в палеозое пассивную окраину с Уральским океаном. Формирование в среднем карбоне — ранней перми флиша Предуральского краевого прогиба завершило субдукцию Уральского океана под Казахстанско-Байкальский континент. В позднепермское время произошла коллизия между континентами, приведшая к формированию молассы в Предуральском прогибе, Главной гранитной оси Урала, сдвиговых деформаций в Уральском орогене и Главном Уральском разломе [Савельев и др., 1998; Пучков, 2000]. Уральский ороген, сформированный на краю Восточно-Европейского континента, совместно с ним мигрировал к северу. Палеогеографические особенности позднекарбонно-пермских угленосных

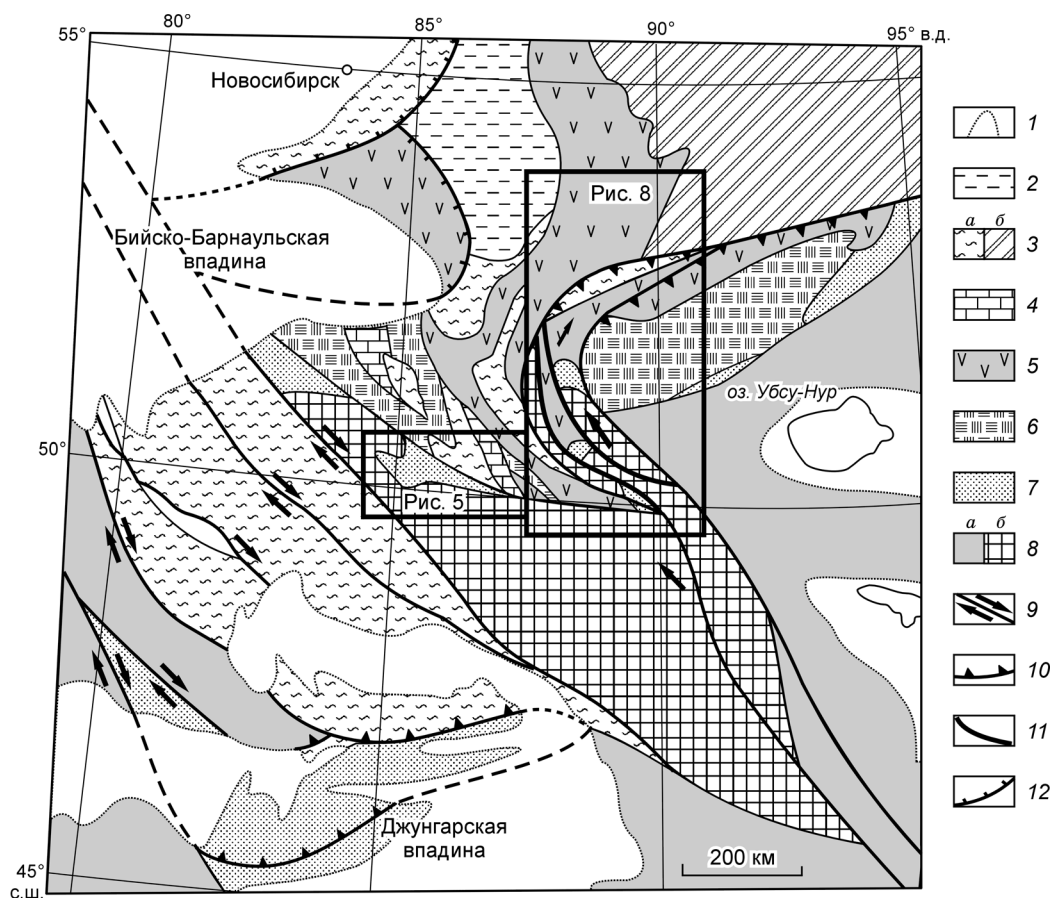


Рис. 3. Схема структурного положения среднепозднепалеозойской Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны на территории Восточного Казахстана, Джунгарии и Алтае-Саяна (Добрецов, Буслов, 2007; Буслов и др., 2010).

1 — кайнозойско-четвертичные отложения, 2 — пермско-мезозойские образования Кузнецкого бассейна, 3 — девонский пояс активной окраины (а) и задугового бассейна (б) Сибирского континента, 4 — образования ордовикско-раннедевонской пассивной окраины Сибирского континента, 5 — венд-кембрийские комплексы Кузнецко-Алтайской островной дуги, б — позднекембрийские турбидиты преддуговых прогибов, 7 — офиолиты, турбидиты и голубые сланцы среднепозднепалеозойской Чарышско-Терктинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и ее возможных аналогов на территории Восточного Казахстана и Джунгарии, 8 — образования Казахстанско-Байкальского континента (а), включающего Алтае-Монгольский террейн (б), 9 — позднекарбонново-пермские сдвиги, стрелки указывают на направления смещений, 10 — позднекарбонново-пермские надвиги, 11 — позднедевонско-раннекарбонные сдвиги Курайской и Телецко-Башкауской зон разломов, 12 — мезозойские надвиги.

бассейнов (Печорского, Карагандинского, Кузбасского) [Бетехтина, 1983] и палеомагнитные данные [Диденко и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995] показывают, что начиная с позднего карбона Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние в несколько тысяч километров. Северный дрейф Восточно-Европейского континента и вращательные движения Сибирского континента привели к формированию крупноамплитудных сдвигов вдоль краин континентов. Восточно-Европейский континент достиг современного положения к началу юры и окончательно спаялся с Северо-Азиатским континентом в это время [Буслов и др., 2003]. С юга Казахстанско-Байкальский составной континент в течение всего палеозоя наращивался континентальными блоками Гондваны, которые амальгамировали к нему и в мезозое.

2. Венд-палеозойские окраинно-континентальные комплексы Сибирского континента [Елкин и др., 1994; Буслов, 1998; Буслов и др., 2003; Добрецов и др., 2004; Сафонова и др., 2004; Buslov et al., 2004; Dobretsov et al., 2004; Safonova et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007] состоят из венд-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дуги, ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонной активной окраины (рис. 2, 3). В аккреционных клиньях островных дуг широко представлены фрагменты вендско-раннекембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических поднятий. В окраинно-континентальных комплексах Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны, что предполагает их формирование на конвергентной границе друго-

го океана, вероятно, Палеооцифика. В современной структуре они приурочены к западной окраине Сибирского континента и представлены в северной части Алтае-Саянской горной области, восточной и центральной частях фундамента Западно-Сибирской плиты (см. рис. 1).

3. Среднепозднепалеозойская Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона, разделяющая окраинно-континентальные комплексы Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. В ее строении принимают участие (рис. 4, 5) фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры Обь-Зайсанского океанического бассейна, ордовикско-силурийские голубые сланцы и кембрийско-ордовикские турбидиты [Буслов, 1998; Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Сафонова и др., 2004; Volkova et al., 2004, 2008; Safonova et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007; Волкова, Скляр, 2007]. Вдоль сутурной зоны происходило взаимодействие по сдвиговой составляющей Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов с закрытием океанического бассейна с востока на запад. В позднем девоне—раннем карбоне континенты амальгамировались и создали единый Северо-Азиатский континент.

4. Разновозрастные группы сдвиговых террейнов (рис. 6), представленные фрагментами ранне-среднепалеозойских окраинно-континентальных комплексов, оторванных от обрамления Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов. Террейны разделены позднепалеозойскими сдвиговыми и сдвигонадвиговыми зонами. Они чаще всего завершают формирование сутурных зон или(и) развиваются субпараллельно офиолитовым. Наиболее ярко проявлены сдвиговые и сдвигонадвиговые структуры позднедевонско-раннекарбонного и позднекарбонно-пермского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Центральной Азии [Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004]. В результате позднепалеозойских сдвиговых перемещений Казахстанско-Байкальский составной континент был разделен на множество сдвиговых террейнов, венд-палеозойские структуры в которых осложнены надвигами и смяты в складки, в том числе крупные ороклинальные [Berzin, Dobretsov,

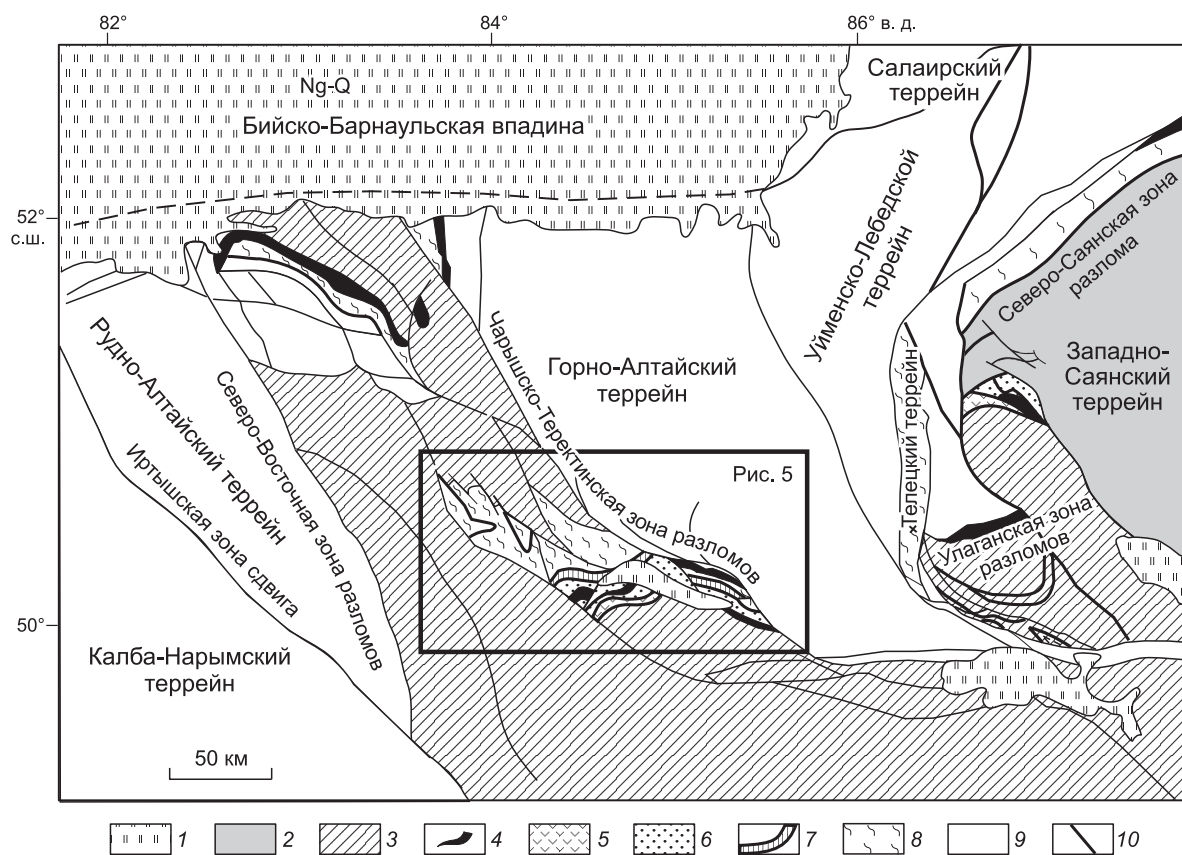


Рис. 4. Схема геологического строения Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны.

1 — неоген-четвертичные отложения Бийско-Барнаульской впадины, 2 — позднекембрийские турбидиты Западно-Саянского террейна, 3 — докембрийский Алтае-Монгольский терреин, 4 — кембрийско-раннеордовикские офиолиты (серпентинитовые сланцы, габбро-перидотиты, базальтово-кремнистые породы), 5 — раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования активных окраин (сугашская свита и ее аналоги), 6 — ордовикские голубые сланцы, 7 — силурийско-раннедевонские гранито-гнейсы, 8 — позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты, 9 — террейны окраинно-континентальных образований Сибирского континента, 10 — позднепалеозойские сдвиги и надвиги.

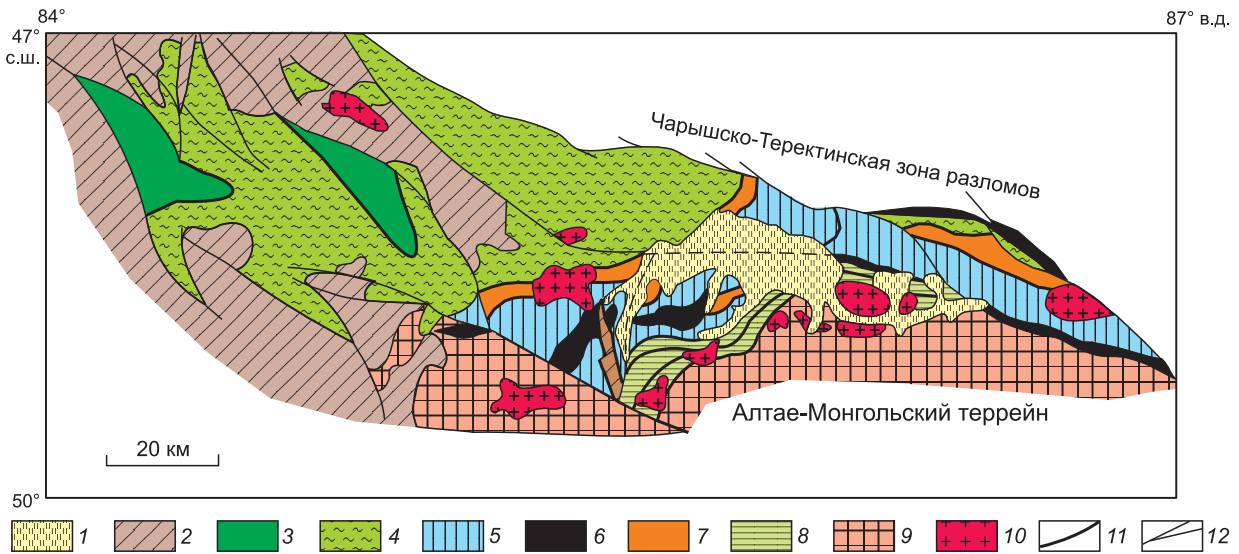


Рис. 5. Схема геологического строения фрагмента Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой структуры в Уймонской зоне Горного Алтая.

1 — неоген-четвертичные отложения Уймонской впадины, 2 — раннесреднедевонские осадочно-вулканогенные породы, 3 — позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты, 4 — позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты в зеленосланцевой фации (теректинская свита), 5 — ордовикские голубые сланцы (уймонская свита), 6 — кембрийско-раннеордовикские офиолиты (серпентинитовые сланцы, габбро-перидотиты, базальтово-кремнистые породы), 7 — силурийско-раннедевонские гранито-гнейсы, 8 — раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования активной окраины (сугашская свита), 9 — докембрийские песчано-сланцевые породы Алтае-Монгольского террейна, 10 — позднепалеозойские гранитоиды, 11 — среднепозднепалеозойские надвиги, 12 — позднепалеозойские сдвиги.

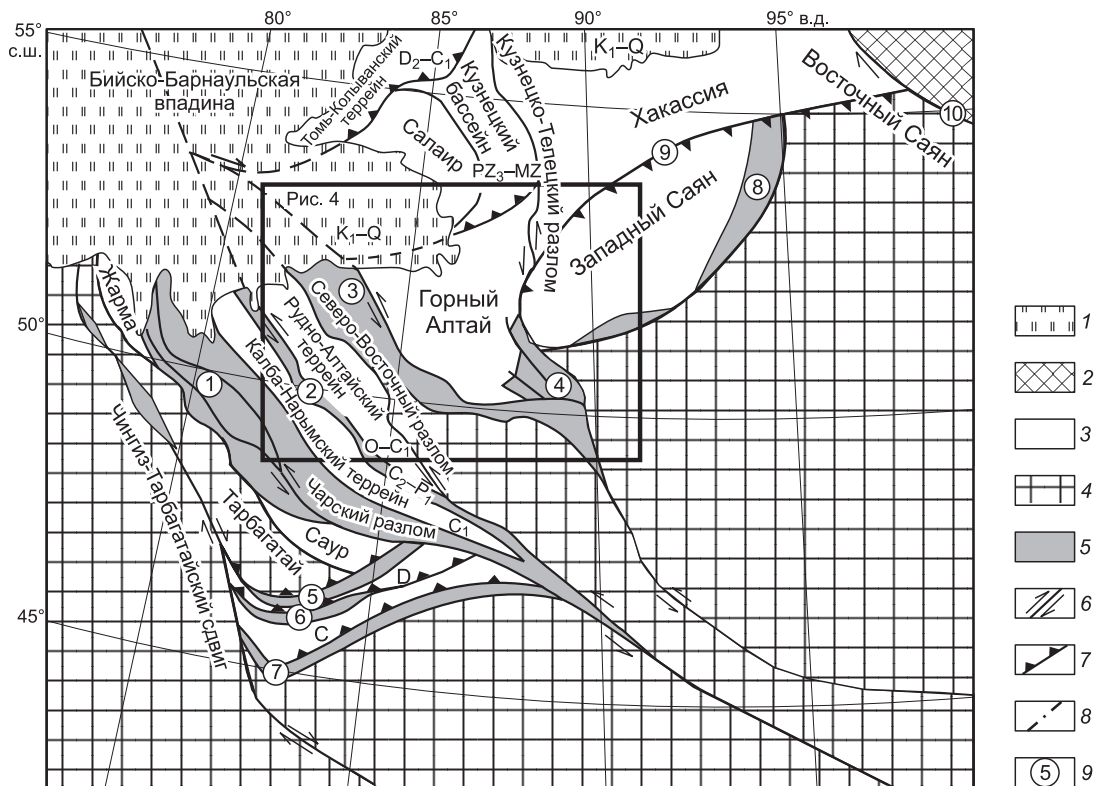


Рис. 6. Схема террейновой структуры Восточно-Казахстанской и Алтае-Саянской областей [Буслов и др., 2003].

1 — кайнозойско-четвертичные отложения, 2 — Сибирский кратон, 3 — сдвиговые террейны, Сибирского континента, 4 — Казахстанско-Байкальский составной континент, 5 — среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона, реактивированная в позднем карбоне — ранней перми, 6 — сдвиги, 7 — надвиги, 8 — номерами обозначены: сутурно-сдвиговые зоны (1 — Чарская, 2 — Иртышско-Курчумская, 3 — Чарышко-Теректинская, 4 — Курайская, 5 — Барлик-Хонгулен-Хебукесайрская, 6 — Майльская, 7 — Тангалэ, 8 — Саянская), Северо-Саянский надвиг (9) и Главный Саянский разлом (10).

1993; Sengör et al., 1993; Шенгер и др., 1994; Берзин и др., 1994]. Наиболее интенсивные позднекарбон-пермские сдвиги проявились в Восточном Казахстане, разделившие составной континент на два крупных коллажа сдвиговых террейнов: Казахстанский и Байкальский (см. рис. 1). Между ними сформирована линейная сдвиговая структура шириной более 500 км (см. рис. 6). Позднекарбон-пермские сдвиговые и надвиговые структуры в Алтае-Саянской складчатой области осложняют среднепозднепалеозойскую Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянскую сутурно-сдвиговую зону, завершающую этап коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов [Буслов и др., 2000, 2003; Buslov et al., 2004]. Положение перечисленных выше структурных элементов в фундаменте Западно-Сибирской плиты показано с учетом данных бурения и геофизики, приведенных в статьях [Егоров, Чистяков, 2003; Елкин и др., 2007; Иванов и др., 2009]

ПОЗДНЕКАРБОНОВО-ПЕРМСКИЕ РАЗЛОМЫ: СТАДИЯ КОЛЛИЗИИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОГО И СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КОНТИНЕНТОВ

Согласно палеомагнитным данным [Диденко и др., 1994; Печерский, Диденко, 1995], в позднекарбон-пермское время Восточно-Европейский кратон располагался вблизи экватора и вращался против часовой стрелки, а Сибирский кратон — в средних широтах и вращался по часовой стрелке. Между ними располагался составной Казахстанско-Байкальский континент, не имеющий общего консолидированного мощного фундамента. Вращения огромных континентальных масс во время столкновения с составным континентом определило сдвиговый рисунок структуры возникшего на его месте межконтинентального Центрально-Азиатского орогенного пояса. Главной структурой (см. рис. 2), разделяющей западный Казахстанский и восточный Байкальский коллаж сдвиговых террейнов, является Чарская зона сдвигов. К западу от нее расположен правосторонний Чингиз-Тарбагатайский сдвиг, к востоку последовательно Иртышско-Курчумская, Северо-Восточная и Курайская сдвиговые зоны, покровно-сдвиговые структуры Тункинских Гольцов и Главного Саянского разлома. В пределах Чарской зоны сдвигов наиболее изученным является одноименный офиолитовый пояс. К западу от Чарской зоны сдвигов расположены террейны Тарбагатай, Жарма и Саур, сформированные вдоль окраины Казахстанского блока Казахстанско-Байкальского составного континента. Они представлены фрагментами девонско-раннекарбон-пермской островной дуги. Через правосторонний Чингиз-Тарбагатайский сдвиг террейны смещены на юг в сторону Джунгарского микроконтинента, на краю которого сформировалась чешуйчато-покровная структура Западной Джунгарии [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Li et al., 1998].

К северо-востоку от Чарской зоны сдвигов расположены террейны, перемещенные по левосторонним сдвигам и сопутствующим надвигам к югу относительно их первичного положения в окраинно-континентальных зонах Сибирского континента. К их числу относятся Калба-Нарымский, Рудно-Алтайский, Горно-Алтайский, Салаирский и Томь-Кольванский сдвиговые террейны. Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский террейны формируют главную линейную структуру северо-восточного простирания, которая трассируется наиболее известными в Восточном Казахстане зонами смятия: Иртышско-Курчумской и Северо-Восточной. Вдоль этих зон произошли наиболее крупные левосторонние сдвиговые перемещения.

В Чарской зоне сдвигов мощностью до 80 км в составе одноименного офиолитового пояса выделяются следующие тектонические единицы, различающиеся по строению, возрасту и геодинамической принадлежности [Буслов и др., 2003]:

1. Субдукционный меланж I-типа, расположенный в юго-восточной части Чарской зоны. В его составе преобладают изометричные блоки размером до нескольких метров метаморфических пород высоких давлений: гранатовых амфиболитов, эклогитов и голубых сланцев. Геохимические характеристики метаморфических пород указывают, что исходными протолитами для них служили толеитовые и субщелочные базальты срединно-океанических хребтов, океанических поднятий и островов [Добрецов и др., 1979; Safonova et al., 2004].

Геохронологические данные [Буслов и др., 2003], полученные К-Аг методами по мусковиту, развивающемуся по эклогитам, гранатовым амфиболитам и глаукофан-кросситовым сланцам, укладываются в возрастной интервал 445—429 млн лет (ранний силур) и характеризуют время вывода высокобарических пород к поверхности. Возраст высокобарических минералов [Волкова, Скляров, 2007; Volkova et al., 2008]: фенгита и барруазита из гранатовых амфиболитов составляет соответственно 449.3 ± 1.0 и 450.0 ± 2.7 млн лет, и, вероятно, отражает начало эксгумации пород. Возраст метаморфизма пород в зоне субдукции древнее, возможно, кембро-раннеордовикский [Добрецов, Понамарева, 1969]. Близкие по возрасту высокобарические породы известны в юго-западной части Западной Джунгарии. Здесь тектонические пластины голубых сланцев Танбале ассоциируют с офиолитами и датируются поздним кембрием—ранним ордовиком [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Li et al., 1998].

С раннепалеозойскими высокобарическими образованиями в Чарском поясе структурно связаны блоки и чешуи вулканогенно-кремнистых пород с остатками среднедевонско-раннекарбон-пермских радиоля-

рий и конодонтов [Ивата и др., 1994; Iwata et al., 1996], а также карбонатных пород силура, раннего девона и живета. Вулканиды относятся к щелочным и толеитовым базальтам, имеющим геохимические характеристики базальтов срединно-океанических хребтов, океанических поднятий и островов [Сафонова и др., 2004; Safonova et al., 2004]. Силурийско-девонские карбонатные породы формировались, вероятно, на вершинах океанических поднятий и островов. Возраст вулканогенно-кремнистых и карбонатных пород указывает, что при формировании меланжа I-типа происходил захват фрагментов древней субдукции (кембро-раннеордовикской), океанических островов и офиолитов в условиях подъема к поверхности и затем сдвиговых перемещений.

2. Офиолитовый меланж II-типа, включающий разновеликие блоки и чешуи пород океанической коры. Среди них присутствуют массивные апоперидотитовые серпентиниты (гарцбургиты, лерцолиты, дуниты и пироксениты), габбро, плагиоклазовые амфиболиты, горнблендиты, амфибол-плагиоклазовые сланцы, плагиогранитоиды, углеродистые, слюдястые и мономинеральные кварциты, афировые и порфиновые лавы базальтов, содержащие прослойки кремнистых алевролитов и яшмоидов с радиоляриями среднего девона—раннего карбона [Ивата и др., 1994; Iwata et al., 1996], а также фрагменты карбонатно-кремнисто-терригенного разреза раннего силура—девона [Ермолов и др., 1981]. Лавы относятся к толеитовым и щелочным базальтам, которые формировались в условиях срединно-океанических хребтов, океанических поднятий и островов [Полянский и др., 1979; Сафонова и др., 2004; Safonova et al., 2004]. Близкий по составу офиолитовый пояс развит в Западной Джунгарии. Он протягивается на расстояние более 250 км вдоль разлома Найла и состоит из нескольких офиолитовых тел: Барлик, Хонгулеленк, Хебукесайр, возраст которых определен как ордовикский [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Li et al., 1998]. Карбонатно-кремнисто-терригенные породы могли формироваться в условиях склоновых фаций океанических поднятий и островов.

3. Позднекарбонново-раннепермский полимиктовый меланж III-типа трассирует зоны сдвигов. Он разделяет тектонические пластины, сложенные меланжами I и II-типов, ограничивая в целом Чарский офиолитовый пояс. Позднекарбонново-раннепермские сдвиги доминируют в регионе и разделяют тектонические чешуи и блоки пород, внедренные в зону сдвигообразования из окраин Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов.

Чарский офиолитовый пояс находится среди тектонических пластин осадочно-вулканогенных пород девонско-раннекарбонного возраста. Они представлены фрагментами островных дуг, турбидитов, олистостром и базальтово-кремнистых пород аккреционных призм, оторванных, вероятно, с окраин Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов при формировании Чарской сдвиговой зоны [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Аналоги структурно-вещественных комплексов Чарской зоны широко представлены в Западной Джунгарии (см. рис. 6), где выделяются несколько палеозойских островных дуг, аккреционных призм и офиолитовых зон, которые окончательно были совмещены в конце карбона [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Li et al., 1998; Briggs et al., 2007; Xiao et al., 2009]. Офиолиты характеризуют фрагменты океанической коры позднего кембрия—раннего ордовика и силура—раннего девона. Они, как и в Чарском поясе, представлены перидотитами, габброидами, лавами, серпентинитовыми меланжами. Геохимическая характеристика базальтов соответствует условиям их образования в примитивных островных дугах, срединно-океанических хребтах, океанических поднятиях и островах. В ассоциации с позднекембрийско-раннеордовикскими (489—523 млн лет) офиолитами зоны Тангбале находятся близкие по возрасту глаукофан-кросситовые сланцы.

Корреляция геологических данных по Западной Джунгарии, Тарбагатайской, Жарма-Саурской и Чарской зон показывает, что они являются фрагментами единого палеозойского (ордовикско-девонского) аккреционно-коллизийного комплекса, сильно усложненного позднекарбонново-раннепермскими и более поздними субдукционно-коллизийными процессами [Briggs et al., 2007; Xiao et al., 2009]. Об этом свидетельствует близкий возраст и состав офиолитов Чарской зоны и Западной Джунгарии. Различия между ними заключается в современном структурном положении. Так, офиолиты Чарского пояса и экзотические террейны островодужного состава в форме узких пластин локализируются в зоне межконтинентального сдвига, а офиолиты Западной Джунгарии совместно с мощными пластинами островодужных образований и аккреционных комплексов формируют закономерную сдвигонадвиговую структуру позднепалеозойского возраста, погружающуюся на север [Chi et al., 1993; Сяо Сючань и др., 1994; Li et al., 1998]. Совместно с Чингиз-Тарбагатайским (Джунгарским) правосторонним сдвигом, чешуйчатая структура Западной Джунгарии образует систему сдвигов и дуплексов, локализующихся на краю Казахстанско-Байкальского континента (см. рис. 6).

К востоку от Чарской зоны локализируются террейны, представленные окраинно-континентальными комплексами Сибирского континента, разделенные Иртышско-Курчумской и Северо-Восточной зонами смятий.

Иртышско-Курчумская зона сдвигов (см. рис. 6) мощностью до 80—100 км разделяет Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский террейны. Зона состоит из множества тектонических пластин и чешуй

различного состава, разделенных иногда серпентинитовыми меланжами и сланцами (район Курчумского блока), а также зонами милонитов, blastsмилонитов и филлитовых зеленых сланцев. В строении меланжево-чешуйчатой структуры принимают участие породы контактирующих террейнов: Калба-Нарымского и Рудно-Алтайского, а также докарбонные метаморфические образования Курчумского блока (тектонической пластины), который мог попасть в зону сдвиговых деформаций, отколовшись от Алтае-Монгольского микроконтинента [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

По юго-западному обрамлению Курчумского хребта вблизи Зайсанской впадины расположена чешуйчатая структура, сформированная сдвигами с многочисленными проявлениями признаков левостороннего движения [Зиновьев, 1992; Buslov et al., 1996; Melnikov et al., 1997, 1998; Vladimirov et al., 1998]. В строении структуры участвуют крупные тектонические пластины рассланцованных черносланцевых пород такырской свиты Калба-Нарымского террейна. Между ними расположены линейные чешуи пород, представляющие раннекарбонные островодужные образования (лавы, лавобрекчии и туфы андезитобазальтового андезитового и риолитового составов, вулканомиктовые конгломераты, песчаники и алевролиты). Местами, вблизи п. Курчум, пространство между тектоническими телами занимают серпентинитовые меланжи и сланцы.

В районе Бухтарминского водохранилища на Васильевском полигоне [Зиновьев, 1992] установлена структурно-метаморфическая зональность и направленное усиление стресс-метаморфизма калбинских гранитов по мере приближения к Иртышско-Курчумской зоне. В переходной полосе пород мощностью до 3—4 км брекчированные граниты через разгнейсованные граниты с наложенными зонами минерализации биотита, хлорита и серицита переходят в blastsмилониты и милониты гранитного состава. Они контактируют с биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами осевой зоны сдвигов. Кристаллические породы и гнейсы вблизи контакта милонитизированны, превращены в динамосланцы, которые содержат будины первичных пород, а также «послойные» линзы разгнейсованных гранитов, аплитов и перматитов Калбинского комплекса. Геохронологический возраст метаморфических преобразований калбинских гранитов, имеющих возраст 270—290 млн лет, меняется вблизи зоны сдвигов, образуя пики в 220—235 и 180 млн лет [Зиновьев, 1992; Melnikov et al., 1997, 1998; Vladimirov et al., 1998; Buslov et al., 2004]. Данные [Травин и др., 2001] Ar-Ag датирования слюд, амфиболов и калиевого палевого шпата из blastsмилонитов и гнейсов показали два периода в проявлении левосторонних смещений Иртышско-Курчумской зоны в период 283—276 и 273—265 млн лет.

Таким образом, по геохронологическим и геологическим данным, Иртышско-Курчумская зона разломов является позднекарбонно-раннепермским левосторонним сдвигом. После внедрения калбинских гранитов, смещения в зоне продолжались до конца перми—раннего триаса, а затем она была реактивирована в ранней юре.

Иртышско-Курчумская зона смятия разделяет Калба-Нарымский и Западно-Калбинский террейны, где широко представлены комплексы пород преддугового прогиба, аккреционной призмы и островной дуги, являющихся фрагментами единой островодужной системы Сибирского континента, но смещенных относительно друг друга по сдвигам на многие сотни километров в результате позднекарбонно-пермской коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов (см. рис. 1, 6).

Северо-Восточная зона сдвигов разделяет Казахстанско-Байкальский континент, представленный Алтае-Монгольским микроконтинентом и Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоной, от окраинно-континентальных образований Сибирского континента (Рудно-Алтайского островодужного террейна) (см. рис. 6). В работах [Дистанов, 1962; Мохов, 1988; Чиков, Зиновьев, 1996; Зиновьев и др., 2009] установлены основные особенности структуры зоны смятия, мощность которой составляет первые километры. Выявлено, что она сформирована в условиях левосторонних сдвиговых деформаций и состоит из тектонических блоков, окруженных зонами филлитовых зеленых сланцев. По соотношению филлитов, субтрата и гранитоидов возраст смещений по разломам устанавливается как раннепермский. Деформациям подвержены ордовикско-карбонные осадочно-вулканогенные породы, а также позднекарбонные гранитоиды змеиногорского комплекса. Зона смятия прорывается плутонами позднепермско-триасового возраста (Саввушинским, Тигерекским) [Владимиров и др., 1997], возраст которых и определяет верхний предел левостороннего смещения Рудно-Алтайского террейна относительно соседних структур Горного Алтая.

В юго-западной части проявления Северо-Восточной зоны сдвигов на территории Казахстана в пределах Кедровско-Бутахинской ветви широко развиты серицит-кварцевые сланцы, трассирующие сдвигонадвиговые структуры, с которыми связано проявление Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения. По результатам $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования околорудных серицитов и серицитов из тектонических сланцев по значениям плато установлены два этапа основных деформационно-метаморфических событий в интервалах 301—294 и 288—279 млн лет [Зиновьев и др., 2009].

В юго-восточном направлении Северо-Восточная и Иртышско-Курчумская сдвиговые зоны (см. рис. 6) переходят в структуры Китайского Алтая и Восточной Джунгарии. Здесь сдвиговые зоны позднекарбонно-раннепермского возраста включают фрагменты ордовикских офиолитов [Briggs et al., 2007; Xiao et al., 2009].

В восточном направлении позднекарбонново-пермские разломы осложняют структуру позднедевонско-раннекарбонновой коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов (см. следующий раздел) и наиболее ярко проявлены в Восточных Саянах по юго-западному обрамлению Сибирского кратона.

Позднекарбонная и раннепермская покровно-сдвиговые структуры Тункинских Гольцов Восточного Саяна (рис. 7) обоснована недавно [Буслов и др., 2009] и свидетельствует о крупномасштабном проявлении позднепалеозойских деформаций на огромной территории от Восточно-Европейского до Сибирского кратонов.

Для позднего палеозоя Восточных Саян отмечен ряд геологических событий позднекарбонного и раннепермского возрастов. Так, в центральной части Тункинского хребта (бассейн р. Богдо-Хонголдой) по гранат-ставролит-двуслюдяным сланцам получена рубидий-стронциевая изохрона в 312 ± 20 млн лет [Беличенко и др., 1988]. Согласно геологическим данным, изограды метаморфизма секут стратиграфические границы и ордовикские тектонические зоны, разделяющие тектонические пластины различного состава. Гранитоиды араошейского комплекса, залегающие в осевой части Тункинского хребта и прорывающие ордовикскую складчато-покровную структуру района, имеют возраст 320—315 млн лет (K-Ar датировки по биотиту) [Докембрий..., 1964]. В юго-восточной части Тункинских Гольцов при проведении среднемасштабных геолого-съёмочных работ выявлены тектонические покровы, состоящие из гранито-гнейсов, полого надвинутых на позднедевонско-каменноугольную молассу сагансаирской свиты [Босс, 1991]. Кроме этого, получены геохронологические данные о позднекарбонном возрасте деформаций в зоне сдвигов Главного Саянского разлома [Савельева и др., 2003], расположенного вблизи и к северу от исследованного участка (см. рис. 7).

Тункинские Гольцы Восточного Саяна состоят из двух пакетов тектонических пластин позднекарбонного и раннепермского возрастов [Буслов и др., 2009], формирующих антиформную структуру с падением поверхностей надвигов в южном и северном направлениях, и шарниром, падающим на запад под углом $\sim 30^\circ$ (см. рис. 7).

В строении нижнего пакета пластин, приуроченного к центральной и северной частям исследуемого участка, принимают участие: 1) метакarbonатные породы (милонитизированные мраморы с редкими телами гранат-биотитовых сланцев), являющиеся метаморфическими аналогами венд-кембрийской горлыкской свиты; 2) гнейсы, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 3) зеленые сланцы, являющиеся метаморфическими аналогами терригенно-вулканогенно-карбонатных пород верхнешумакской свиты. Разломные зоны между пластинами выполнены мусковит-карбонатными милонитами, роговообманково-биотитовыми и гранат-биотитовыми сланцами.

Метакarbonатные породы прорваны позднедевонскими микроклиновыми гранитами и перекрыты совместно молассой сагансаирской свиты [Босс, 1991]. С севера они ограничены тектонической пластиной, выполненной зеленосланцевой толщей. Ее структура характеризуется изоклиальной складчатостью. Вблизи разломных контактов формируется плоскостная директивная структура, выполненная биотитом. В сланцах также наблюдаются более поздние кристаллы роговой обманки, не имеющие какой-либо ориентировки. Значения Ar-Ar возраста породообразующего биотита из биотит-амфиболового сланца (обр. 06-94) составляют 310.7 ± 3.8 млн лет, роговой обманки — 286.8 ± 4.8 млн лет. В метакarbonатных породах значения Ar-Ar возраста мусковита, растущего вдоль плоскостей дифференциальных скольжений, составляют 286.5 ± 2.7 млн лет.

Севернее зеленосланцевой толщи, в ядре антиформы, наблюдаются тектонические пластины метакarbonатных пород и гнейсов. По биотиту из кварц-гранат-биотитового сланца, расположенного среди милонитизированных мраморов, получен возраст 303.1 ± 3.0 млн лет. Кристаллы гранатов имеют структуры типа «снежного кома» за счет захвата чешуек биотита, что свидетельствует о росте минералов в процессе деформаций при надвигообразовании.

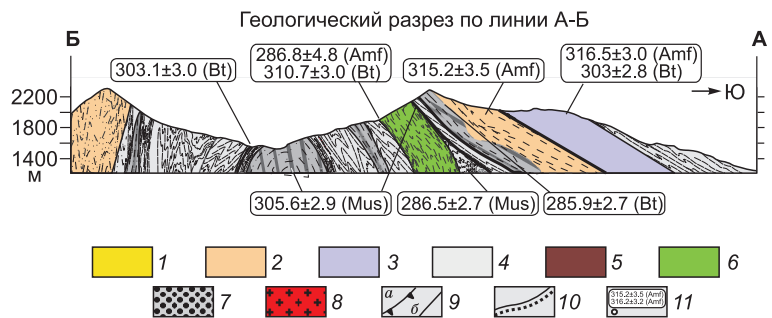
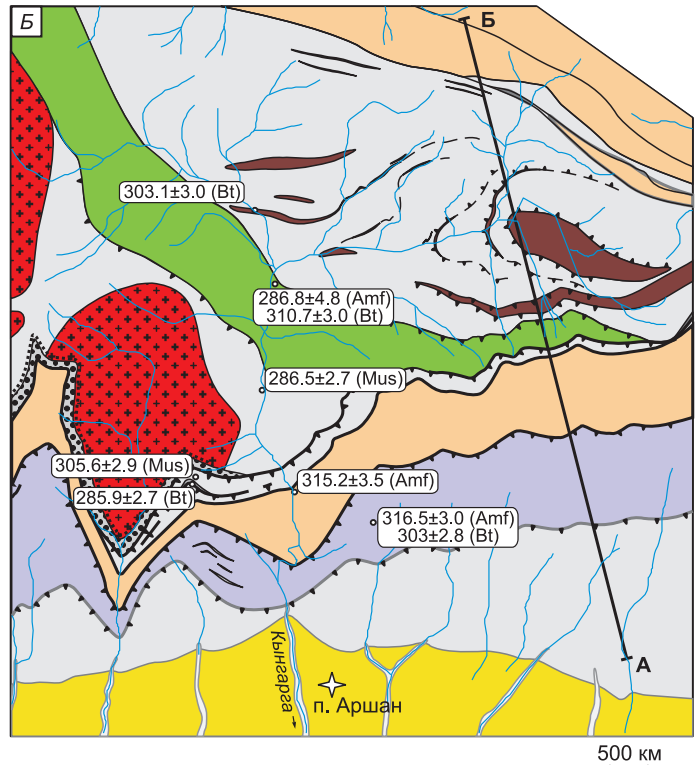
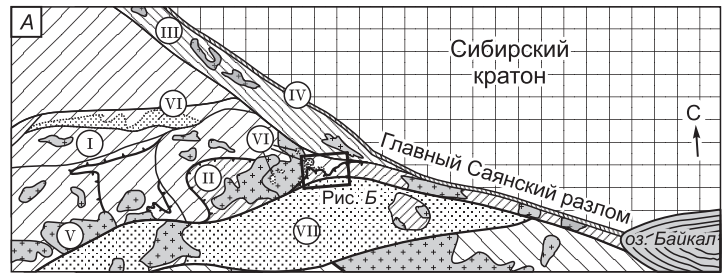
К южной части участка приурочена позднекарбонново-раннепермская надвиговая структура, в строении которой принимает участие верхний пакет пластин, сложенный 1) гнейсами, кристаллическими сланцами и гранатовыми амфиболитами, и зеленосланцевыми диафторитами по ним, 2) метакarbonатными породами. Тектонические пластины полого от 35 до 5° перекрывают различные элементы структур нижнего пакета пластин (см. рис. 7).

Значения Ar-Ar возраста роговой обманки, отобранной из гранатовых амфиболитов, расположенных среди гнейсов, составляют 316.1 ± 3.2 млн лет. Возраст роговой обманки из диафторированного гранатового амфиболита составляет 315.2 ± 3.5 млн лет, а возраст биотита из наложенных на него зон рассланцевания определен как 303.0 ± 2.8 млн лет.

В основании верхнего пакета пластин расположена зона меланжа мощностью до нескольких десятков метров. Для нее характерно чередование биотитизированных плагиогнейсов и мусковит-карбонатных милонитов. Возраст биотита из плагиогнейсов составляет 285.9 ± 2.7 млн лет. Возраст мусковита из метакarbonатных сланцев датирован как 305.6 ± 2.9 млн лет.

Рис. 7. Геологическое строение Аршанского участка (Б) с положением в структуре южного обрамления Сибирского кратона (А) [Буслов и др., 2009].

1 — кайнозойско-четвертичные отложения Тункинской впадины, 2 — позднепалеозойские плагиогнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и гранатовые амфиболиты; 3 — зона позднепалеозойского меланжа с участием диафортированных плагиогнейсов, кристаллических сланцев, гранатовых амфиболитов и милонитизированных мраморов; 4 — милонитизированные мрамора; 5 — гранат-биотитовыми blastомилониты, 6 — позднепалеозойские зелёные сланцы; 7 — позднедевонско-раннекарбоновая моласса (сагансаирская свита); 8 — позднедевонские микроклиновые граниты и граносиениты; 9 — позднепалеозойские разрывные нарушения с наклонным положением поверхностей сместителей (а), крутопадающих поверхностей сместителей (б); 10 — стратиграфический контакт, 11 — точки отбора образцов и результаты Ar/Ar датирования.



Выявленные взаимоотношения тектонических пластин и возраст метаморфических пород характеризуют позднекарбонный и раннепермский коллизионные этапы, наложенные на ордовикскую деформационную структуру [Добрецов, 1985; Босс, 1991; Беличенко и др., 2003]. На исследованном участке, вблизи зоны Главного Саянского разлома и окраины Сибирской платформы, позднепалеозойские разломы наиболее сконцентрированы. Здесь ордовикская структура осложнена позднепалеозойскими процессами деформации и метаморфизма.

Геолого-геохронологические данные позволяют считать, что формирование покровно-сдвиговой структуры в Тункинских Гольцах юго-восточной части Восточного Саяна произошло в два этапа: в позднем карбоне и ранней перми. Раннепермские события широко проявлены и к югу от Сибирского кратона в пределах Забайкальского звена Монголо-Охотского орогенного пояса. К ним относятся масштабные проявления гранитоидного магматизма в Забайкалье [Цыганков и др., 2007] и на Хамар-Дабане [Коваленко и др., 1989], высокотемпературный метаморфизм в западном Забайкалье [Донская и др., 2008], формирование тектонических покровов и олистостромовых комплексов в Джидинской зоне [Руженцев и др., 2005]. Перечисленные выше позднекарбонные и раннепермские события характеризуют тектонический этап, который связан с колоссальными по масштабам столкновениями Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континентов [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004; Добрецов, Буслов, 2007].

ПОЗДНЕДЕВОНСКО-РАНЕКАРБОНОВЫЕ РАЗЛОМЫ: СТАДИЯ КОЛЛИЗИИ КАЗАХСТАНСКО-БАЙКАЛЬСКОГО И СИБИРСКОГО КОНТИНЕНТОВ

Огромное влияние на формирование структуры ЦАСП оказала коллизия Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов, которая проявилась на территории Алтае-Саяна в два этапа. Результат

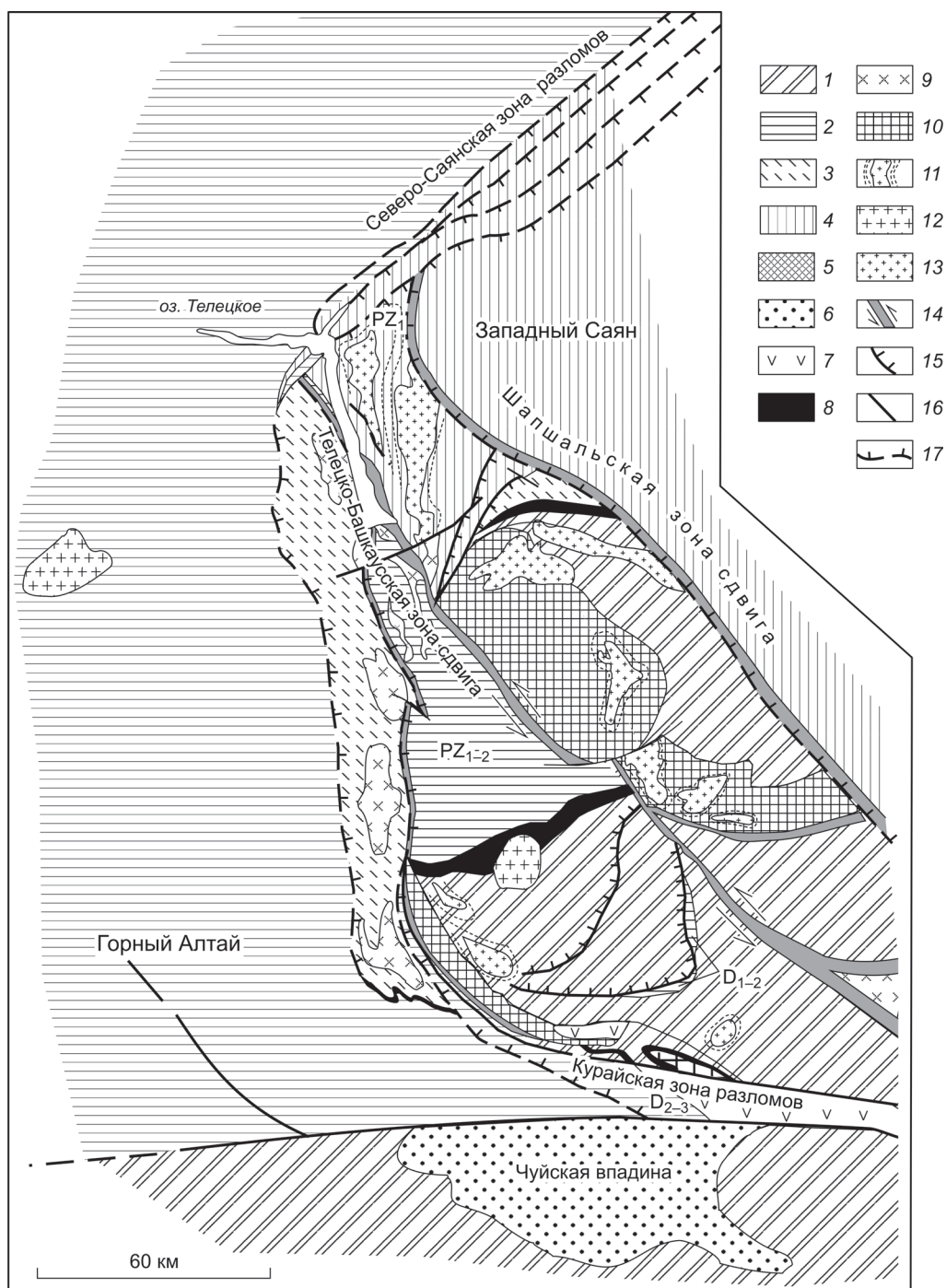


Рис. 8. Структурная схема восточной части Горного Алтая [Буслов и др., 2003].

1 — Алтае-Монгольский террейн гондванской группы; 2–4 — тектонические единицы окраины Сибирского континента: 2 — Горно-Алтайская, 3 — Телецкая, 4 — Западно-Саянская; 5 — пермская континентальная моласса; 6 — раннесреднеюрская континентальная моласса; 7 — девонские вулканогенно-осадочные породы; 8 — Улаганский сегмент Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны; 9 — среднепалеозойские гранитоиды; 10 — позднесилурийско-раннедевонские зональные метаморфические комплексы; 11 — позднедевонско-раннекарбоновые гранито-гнейсовые купола; 12 — раннетриасовые граниты; 13 — позднедевонско-раннекарбоновые граниты; 14 — позднедевонско-раннекарбоновые зоны сдвигов; 15 — позднедевонско-раннекарбоновые надвиги; 16 — пермско-триасовые сдвиги; 17 — позднекарбоново-пермские надвиги и сдвигонадвиги.

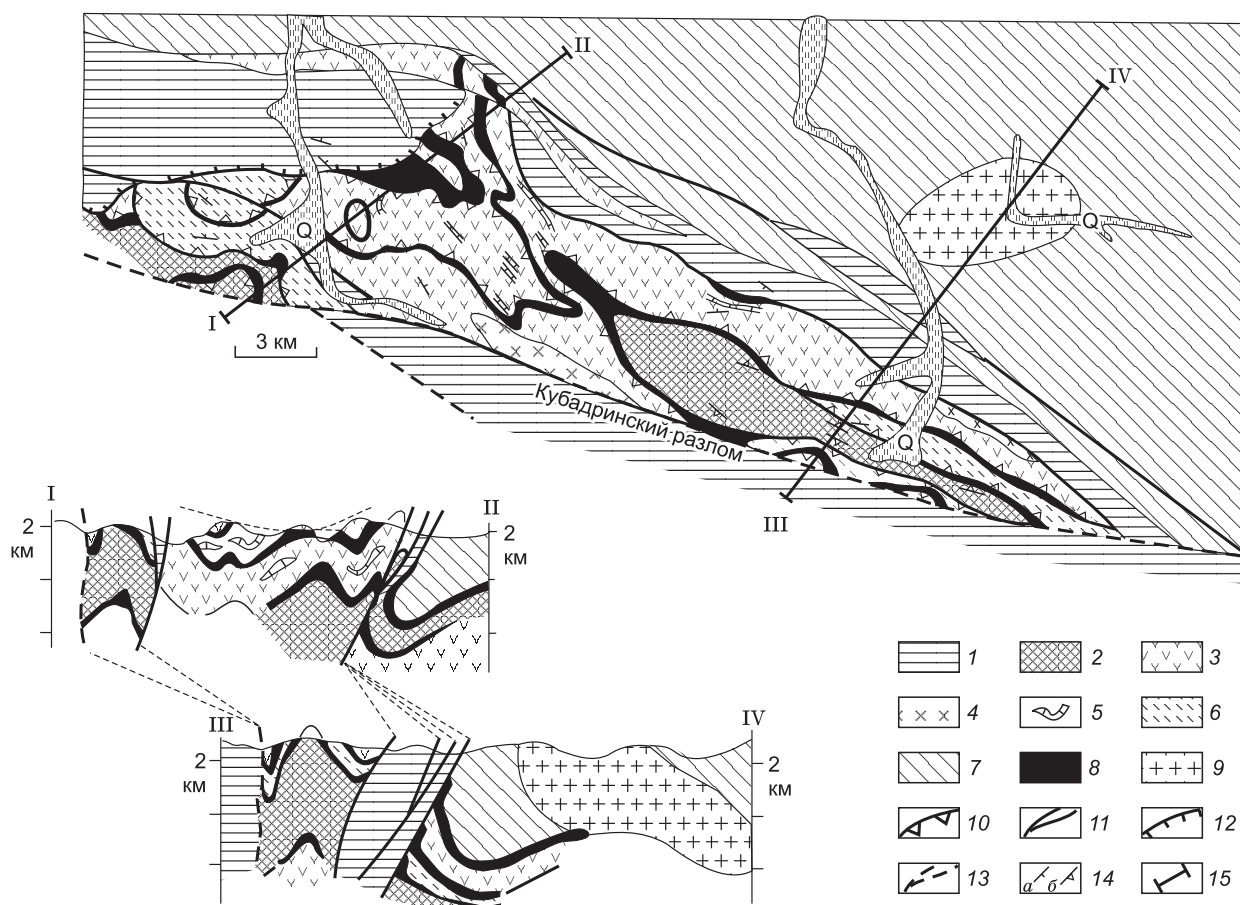


Рис. 9. Схема геологического строения Верхнеильдугемской чешуйчатой структуры Курайской зоны разломов и надвигов.

1 — девонские (D_1 - D_3 fm) вулканогенно-осадочные породы; 2 — позднесилурийско-среднедевонские гранито-гнейсы курайского метаморфического комплекса; 3 — вендско-кембрийские вулканогенно-осадочные породы Горно-Алтайского террейна Кузнецко-Алтайской островной дуги; 4 — позднекарбоновые габбро-диориты; 5 — вендские карбонатные породы; 6 — вендские черные сланцы; 7 — докембрийские песчано-сланцевые породы Алтае-Монгольского террейна; 8 — серпентинитовые меланжи и сланцы с блоками габбро-диабазов и базальтов; 9 — позднедевонско- раннекарбоновые граниты; 10 — среднепозднедевонские надвиги; 11 — карбоновые сдвигонадвиги; 12 — раннекарбоновые (?) надвиги; 13 — пермско-триасовые сдвиги; 14 — элементы залегания: а — слоистости, б — сланцеватости, 15 — линия разреза.

коллизии маркируется формированием позднедевонских Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурно-сдвиговой зоны и деформирующих ее позднедевонско-раннекарбоновых Курайской и Телецко-Башкауской зон сдвигов (рис. 8, 9).

Первый этап характеризуется закрытием Обь-Зайсанского океанического бассейна и косой коллизией Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом. Закрытие бассейна началось в ордовике с формированием Ольхонской зоны сдвигов в Байкальском регионе [Добрецов, Буслов, 2007]. В Алтае-Саянской складчатой области закрытие океанического бассейна произошло в среднем—позднем девоне и выразилось в формировании надвигов и сдвигов этого возраста в Чарышко-Теректинско-Улаганской сутурно-сдвиговой зоне (см. рис. 2—4). Второй этап характеризуется фронтальной коллизией Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов, что привело к заложению сдвигов и надвигов позднедевонско-раннекарбонового возраста. Структура этого этапа рассматривается на примере Курайской и Телецко-Башкауской зон разломов.

Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская сутурно-сдвиговая зона (см. рис. 8) имеет запад-северо-западное простирание разделена системой поперечных сдвигов на ряд сегментов. В строении зоны принимают участие фрагменты позднекембрийско-раннеордовикской океанической коры, турбидитов, островной дуги ордовикских высокобарических пород и силурийско-раннедевонских гранито-гнейсов [Буслов и др., 2003; Volkova et al., 2004; Волкова, Скляров, 2007]. С севера чешуйчатая структура граничит с окраинно-континентальными образованиями Сибирского континента. К югу от нее расположен Алтае-Монгольский террейн Казахстанско-Байкальского составного континента. В северо-западной час-

ти Горного Алтая сутурно-сдвиговая зона имеет ширину до 120—130 км и состоит из деформированных структурных единиц, представляющих собой фрагменты пород, отколовшихся от Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, и кембрийско-раннеордовикской океанической коры [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Позднедевонская чешуйчатая структура правостороннего Чарышко-Теректинского сдвига прорывается позднедевонско-раннекарбонными гранитоидами Талицкого плутона и совместно с ними нарушается левосторонними позднекарбонно-раннепермскими сдвигами Северо-Восточной и Башчелакской зон смятий [Владимиров и др., 1997; Буслов и др., 2003]. Магматические образования поздней перми—раннего триаса прорывают зоны смятия и совмещенные террейны.

В строении сутурно-сдвиговой зоны в Уймонской зоне Горного Алтая (см. рис. 5) принимают участие следующие структурно-вещественные единицы (с севера-запада на юго-восток):

1. Песчано-сланцевая толща среднего палеозоя, несогласно перекрытая раннесреднедевонскими вулканогенно-осадочными породами Коргонской зоны. Глинистые породы толщи содержат пыльцу растений среднего палеозоя. Через зону (мощность до 100—200 м) милонитовых сланцев она граничит с теректинской свитой.

2. Метавулканогенно-карбонатно-терригенная теректинская свита среднепалеозойского (?) возраста представлена эпидот-кварц-альбит-хлоритовыми и хлорит-альбит-карбонатными породами. Среди них встречаются прослои, линзы, пачки кварцитосланцев, кристаллических мраморов, метабазальтов.

3. Гранито-гнейсы и кристаллические сланцы, превращенные в большей мере в зеленые сланцы. В крайней восточной части зоны пластина гранито-гнейсов и кристаллических сланцев наименее подвержена зеленосланцевому диафторезу, и известна под названием тургундинского метаморфического комплекса. Возраст биотит-амфиболовых кристаллических сланцев определен как раннесилурийский (Аг-Аг по амфиболом: 415 ± 3 , 418 ± 3 , 418 ± 2 млн лет).

4. Глаукофан-зеленосланцевая уймонская свита с возрастом метаморфизма [Буслов и др., 2003; Volkova et al., 2004; Волкова и др., 2005; Волкова, Складов, 2007] из различных тектонических пластин в 490—485 млн лет (Аг-Аг датирование) и 455—400 млн лет (Аг-Аг и К-Аг датирование), представлена частично теми же породами, что и теректинская свита. Главные отличия заключаются в повышенном содержании метавулканогенных сланцев, роль которых в разрезах достигает 40—60 %, отсутствии карбонатных (мергелистых) сланцев и наличии глаукофана, кроссита, винчита. Типичные глаукофановые сланцы приурочены к телам метабазальтов (лавам и туфам), которые часто ассоциируют с кварцевыми сланцами, содержащими пьезонтит, редко рибекит. Сланцы в разной степени диафторированы и превращены в порфиробластические альбит-хлоритовые (\pm фенгит, кварц) сланцы.

5. Девонские отложения интенсивно кливажированы и рассланцованы. В северной части пластины, где кливаж развит слабее, наблюдаются фрагменты стратиграфического разреза, по набору пород сопоставимые с разрезом эйфельской холзунской свиты Коргонской зоны.

6. Кембрийско-ордовикские офиолиты, представленные преимущественно кремнисто-вулканогенно-осадочными породами и гипербазитами. Гипербазиты почти повсеместно превращены в серпентинитовые сланцы, среди которых находятся овальные глыбы массивных серпентинитов, реже серпентинизированных дунитов, пироксенитов, габбро и родинитов.

7. Раннесреднеордовикская осадочно-туфогенная, позднекембрийско-раннеордовикская кремнистая (нижняя подсвита сугашской свиты) и раннепалеозойская вулканогенная (верхняя подсвита сугашской свиты) толщи. Осадочно-туфогенная толща сложена чередующимися туфоалевролитоглинистыми породами, туфопесчаниками, серыми, зелеными и красными кремнисто-глинистыми породами, чередование осадков часто носит ритмичный характер. Кремнистая толща представлена слоистыми красными породами, которые содержат деформированные остатки радиолярий, аналогичные кремнистым породам позднекембрийско-раннеордовикской засурынской свиты северо-восточной части Горного Алтая. Вулканогенная андезитобазальтовая толща представлена переслаивающимися диабазовыми пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиридами, вариолитовыми лавами основного состава, их туфами, туффитами, дайками и силлами диабазов, диабаз-порфиритов и габбро-диабазов, фельзитами, реже песчаниками (в основном граувакковыми) и алевролитовыми сланцами. Возраст ее не установлен. Следует предполагать, что она является фрагментом ордовикско-силурийской активной окраины Казахстанско-Байкальского континента, фрагменты которого хорошо датированы палеонтологически и геохронологически в Китайском Алтае [Windley et al., 2002].

В целом Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская зона разломов представляет собой позднедевонскую деформированную сутуру, нарушенную позднедевонско-раннекарбонными сдвигами. Зеленосланцевый диафторез в зонах тектонических контактов и вторичное рассланцевание пород создают видимость постепенных переходов между породами структурных единиц. Диафториты прорваны дайками габбро-диабазов с возрастом 373 ± 17 млн лет (К-Аг метод по амфиболу), что определяет верхнюю границу возраста чешуйчатой структуры. Нижняя граница фиксируется участием в чешуйчатой структуре эйфельских пород холзунской свиты.

Курайская зона надвигов и сдвигов (см. рис. 8, 9) расположена в основании покрова, представленного Алтае-Монгольским террейном и отделяет его от Горно-Алтайского террейна. В составе зоны выделяются крупные тектонические пластины, чешуйчатые структуры, миламитовые и меланжевые зоны. Наиболее ярко Курайская зона надвигов и сдвигов выражена в осевой части Курайского хребта и состоит из крупных (мощностью до 2 км) тектонических пластин, сложенных венд-кембрийскими вулканогенно-осадочными породами и раннесреднедевонским курайским метаморфическим комплексом. Она нарушена раннекарбонными сдвигами, разделенными пермско-триассовыми и триас-юрскими взбросами и взбросонадвигами. В составе структуры принимают участие раннесреднедевонские метаморфические породы курайского комплекса, осадочные силурийские и девонские породы, венд-нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи. Поверхности надвигов часто трассируются серпентинитами, которые слагают линейные тела сланцев, а также моно- и полимиктовым меланжем. Мощность тел обычно составляет до первых сотен метров. Серпентиниты подвержены метасоматическому изменению с образованием тальк-кварц-карбонатных пород и лиственитов.

Основное тело структуры представлено курайским зонально-метаморфизованным комплексом раннесреднедевонских пород эпидот-амфиболитовой фации регионального метамофизма, интенсивно нарушенного зонами бластомилонитов и милонитов. Геохронологический возраст пород K-Ar и Ar-Ar методами по амфиболу из кристаллических сланцев соответствует интервалу 394—365 млн лет (ранний девон—фран) [Буслов и др., 2003]. Мощность пластины метаморфических пород достигает нескольких километров, длина и ширина выхода на дневную поверхность — соответственно 70 и 10 км. Комплекс пород представлен гранито-гнейсами, мигматитами, различными по составу гнейсами и кристаллосланцами, амфиболитами и пегматитами. Метаморфические породы образуют крупную антиклиналь с крутым (70—90°) падением юго-западного крыла и более пологим (40—80°) — восточного. В ядре антиклинали развиты более высокотемпературные образования, чем на крыльях.

Зона надвигов хорошо сохранилась в Верхнеильдугемской структуре (см. рис. 9), расположенной в верховьях рек Верх. Ильдугем, Бол. Салжек, Узунюк, Мал. Кокоря — левых притоков р. Башкаус, берущих начало в осевой части Курайского хребта. Здесь она выклинивается в юго-восточном направлении по позднепалеозойским разломам. Ширина клинообразного блока достигает 10 км, длина превышает 35 км.

Надвиговая структура состоит из пластин, деформированных в крупные брахиформные складки северо-западного простирания. Мощность пластин местами достигает 1.5—2 км. Они сложены венд-нижнекембрийскими вулканогенно-осадочными и магматическими образованиями, а также глубокометаморфизованными породами Курайского метаморфического комплекса. Внутренняя структура пластин в общем конформна ограничивающим надвигам. Надвиги в большинстве случаев трассируются серпентинитовым меланжем и сланцами, мощность которых достигает 250 м. Складчатая поверхность надвигов имеет самые различные углы погружения, вплоть до опрокинутых.

В видимом основании Верхнеильдугемской чешуйчатой структуры расположены глубокометаморфизованные породы, образующие в плане эллипсовидную фигуру с максимальной шириной до 3 м и длиной до 20 км. Они представлены гнейсами, кристаллическими сланцами и амфиболитами. Почти повсеместно метаморфические породы оконтурены телами серпентинитовых сланцев и меланжа, образующих крупную антиформную складку. Выше их расположена мощная пластина венд-нижнекембрийских карбонатно-терригенных пород, пронизанных массивами и дайками габбро-диорит-плагиогранитов. В северо-западной части клина разрез чешуйчатой структуры дополняется еще несколькими пластинами, разделенными серпентинитами. Пластины сложены эффузивно-туфогенной толщей Кузнецко-Алтайской островной дуги.

В связи с тем, что в строении Курайской зоны надвигов участвуют девонские образования, а сдвиговые зоны раннекарбонного возраста нарушают ее, то время формирования надвигов определяется как позднедевонско-раннекарбонное.

Сдвиговые зоны раннекарбонного возраста широко проявлены по южному и северному обрамлению Курайской зоны надвигов. Они формируют серию тектонических чешуй, представленных милонитизированными и катаклазированными породами курайского метаморфического комплекса и рассланцованными венд-среднекембрийскими вулканогенно-осадочными образованиями, разделенными иногда серпентинитовым меланжем. По породам курайского комплекса широко развиты милониты и бластомилониты, сопровождаемые линейными зонами биотитовых сланцев. Геохронологический возраст биотитов K-Ar и Ar-Ar методами соответствует узкому интервалу 333—323 млн лет (ранний карбон) [Буслов и др., 2003]. Микроструктурные особенности метаморфических пород, выраженные в биотитовой линейности, предполагают правостороннее смещение вдоль раннекарбонных сдвиговых зон.

Курайская зона надвигов и сдвиговая зона осложнена разломами пермского возраста — Кубадринским и другими, имеющими северо-западное простирание и крутое погружение на северо-восток. Вдоль плоскостей скольжения отмечаются брекчированные, окварцованные и хлоритизированные милониты.

Субпараллельно им в пределах Курайского хребта широко проявлены зоны (мощностью до 5—10 м), выполненные эпидот-хлоритовыми, мусковит-кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-талльковыми породами с хорошо проявленными зеркалами и бороздами скольжения, которые указывают на взбросовую кинематику смещения по разломам. Они характеризуют мезозойскую и кайнозойскую реактивацию позднепалеозойских зон разломов.

Таким образом, в Курайской зоне сдвигов и надвигов проявились многочисленные этапы деформаций. Позднедевонско-раннекарбонный этап фронтальной коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов представлен покровно-складчатой структурой, в строении которой принимают участие крупные пластины и чешуи девонских кристаллических пород и гнейсов курайского комплекса, серпентинитовые сланцы и меланжи, силурийские осадочные и девонские вулканогенно-осадочные породы, а также венд-раннепалеозойские вулканогенно-осадочные образования Кузнецко-Алтайской островной дуги, являющиеся автохтоном Курайского покрова. На него, в свою очередь, надвинуты докембрийские породы Алтае-Монгольского террейна Казахстанско-Байкальского составного континента. Раннекарбонные левосторонние сдвиги Курайской зоны хорошо коррелируются по возрасту, кинематике и структурному положению с разломами восточной части Горного Алтая, наиболее ярким и изученным представителем которых является Телецко-Башкауская зона сдвигов.

Телецко-Башкауская зона сдвигов расположена в восточной части Горного Алтая (см. рис. 8, 10). Здесь выделяются три крупных террейна: Горно-Алтайский, Телецкий и Западно-Саянский. Террейны разделены региональными тектоническими швами пермско-триасового Саянского, раннекарбонных Телецко-Башкауского и Шапшальского разломов [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002]. Учитывая, что Телецко-Башкауский разлом содержит пластины раннесреднедевонских пород и разделяет среднепалеозойскую Улаганскую чешуйчатую структуру на два сегмента, смещая по левостороннему сдвигу фрагменты офиолитовой сутуры и ордовикского бассейна почти на 80 км, то возраст заложения разлома следует считать раннекарбонным. Он подтверждается и геохронологическими датами метаморфических пород Телецко-Башкауской зоны смятия (343—309 млн лет, K-Ar и Ar-Ar методы по слюдам и амфиболам) [Буслов и др., 2003].

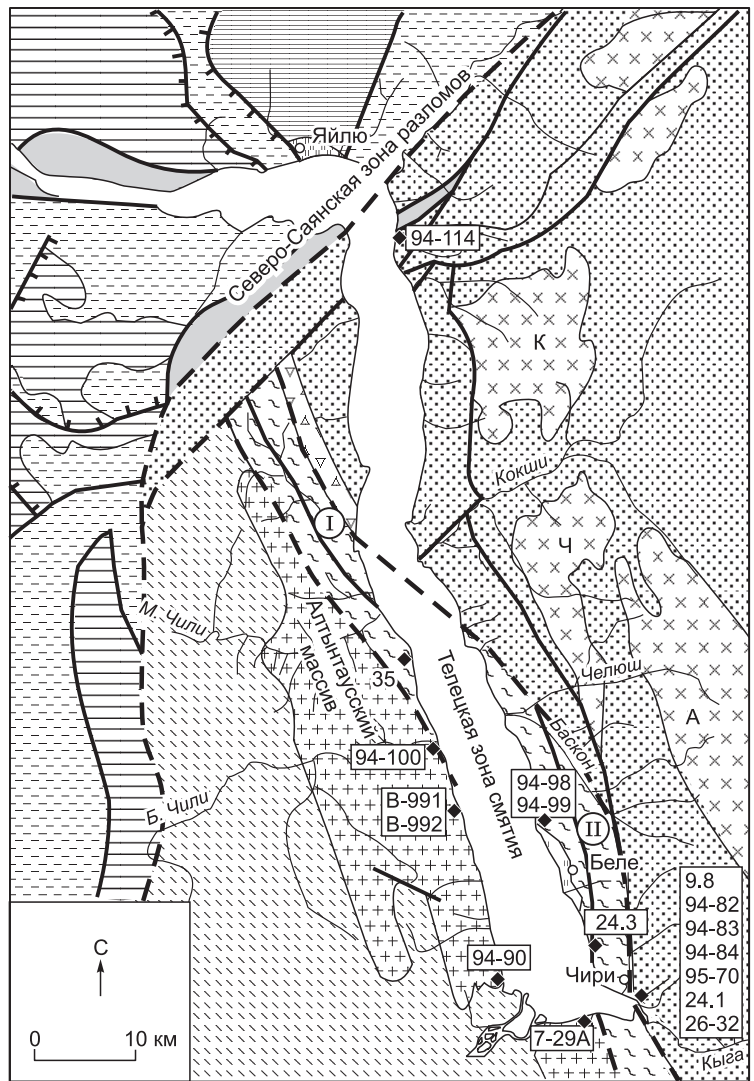
Структурно-метаморфическое изучение пород Телецко-Башкауской зоны смятия [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002] позволило выделить в ее эволюции два тектонометаморфических этапа: 1 — раннесреднедевонский этап образования петроструктуры сегмента Чири, представляющего фрагмент зональных метаморфических комплексов восточной части Горного Алтая и 2 — раннекарбонный этап левосторонних деформаций вдоль зеленосланцевой Телецко-Башкауской зоны разломов.

В северной части Телецко-Башкауской зоны в районе Телецкого озера выделяются три крупные тектонические единицы [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002]: Горно-Алтайская, Западно-Саянская и Телецкая, разделенные зонами разломов (см. рис. 10). *Горно-Алтайская тектоническая единица* расположена к северу от субширотной части озера и представлена вендско-раннекембрийскими офиолитами и кремнисто-терригенными породами, позднерифейскими лавами и осадками, а также раннесреднекембрийскими эффузивно-туфогенными, терригенными и карбонатными породами. *Телецкая тектоническая единица* находится на западном берегу Телецкого озера и представлена позднесилурийским Алтынтаусским массивом двуслюдяных гранитоидов и раннепалеозойскими зелеными сланцами. *Западно-Саянская тектоническая единица* обнажается на восточном берегу озера. В ее составе выделяются метаморфизованные кембрийско-раннеордовикские туфогенно-терригенные породы (метатурбидиты) и среднепалеозойские зональные гранито-гнейсовые комплексы. Метатурбидиты (серия Кокши) представлены кварц-слюдяными, кварц-плаггиоклаз-слюдяными, хлоритовыми и биотитовыми сланцами. Среди метатурбидитов часто встречаются дайки и массивы метадиабазов и риолитов. Метаморфическая зональность гранито-гнейсовых комплексов [Лепезин, 1978] выражена в постепенных переходах от кордиеритовых пород в силлиманитовую, биотитовую и хлоритовую зоны метаморфизма.

Тектонические единицы ограничены региональными тектоническими швами Северо-Саянского, Телецко-Башкауского, Шапшальского и других разломов (см. рис. 8, 10). Телецко-Башкауская зона смятия сформирована в результате левосторонних сдвиговых смещений и разделяет Телецкую и Западно-Саянскую единицы. Сланцеватость слагающих зону пород имеет СЗ—ССЗ простирание и субвертикальные углы наклона (~70—80°). На западном побережье Телецкого озера в зону смятия вовлечены как позднесилурийские гранитоиды Алтынтаусского массива (юго-западная часть), так и раннесреднедевонские туфогенно-терригенные породы (северо-восточная часть). В юго-западной части зоны блоки гранитоидов хорошо выражены в рельефе в форме возвышенностей и окружены милонитами и бластомилонитами гранитоидного состава. Северо-восточная часть зоны смятия состоит из зеленых сланцев, внутри которых наблюдаются узкие зоны милонитов, а также сохраняются линзы первичных пород. Молодые тектонические брекчии прослеживаются на границе зеленых сланцев с метатурбидитами, ограничивающими зону смятия с северо-востока. В брекчиях обнаружены обломки гранитов, гранодиоритов, милонитов, зеленых сланцев, слабо измененных девонских пород и турбидитов.

Рис. 10. Геологическая схема Телецкой зоны [Смирнова и др., 2002].

1—2 — Телецкая тектоническая единица: 1 — позднекембрийские зеленые сланцы, 2 — позднесилурийские алтынтаусские гранитоиды; 3—6 — Горно-Алтайская тектоническая единица: 3 — венд-кембрийские офиолиты, 4 — раннесреднекембрийские вулканогенно-осадочные породы, 5 — ордовикско-силурийские осадочные породы, 6 — среднедевонские вулканогенно-осадочные породы; 7—8 — Западно-Саянская тектоническая единица: 7 — позднекембрийско-раннеордовикские турбидиты, 8 — среднепалеозойские гранито-гнейсовые комплексы (К — Кокшинский, Ч — Челюшинский, А — Абаканский); 9 — Телецкая зона смятия (I — Телецкий сегмент, II — сегмент Чири), 10 — тектоническая брекчия, 11 — сдвиги (а), надвиги (б), 12 — границы тектонических единиц, 13 — места отбора образцов для К-Аг и Аг-Аг геохронологического датирования.



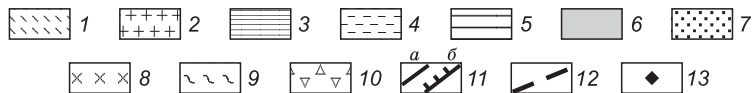
На восточном и южном берегах Телецко-Башкауская зона смятия разделяет гранито-гнейсовые комплексы и метатурбидиты Западно-Саянской тектонической единицы от гранитоидов Алтынтаусского массива. Зона смятия представлена сегментом Чири [Буслов, Синтубин, 1995] — амфиболитами, биотит-амфиболовыми и гранат-кордирит-биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами. Локально встречаются узкие зоны (мощность до первых сантиметров) актинолит-биотит-хлорит-кварцевых сланцев.

На основе микроструктурного анализа ориентированных образцов из сегмента Чири выделено несколько этапов деформаций [Смирнова и др., 2002]:

Д0-1 — внедрение гранитоидов в осадочную толщу, реликтами слоистости которой является, возможно, внутренняя структура (S_1) в кордиеритовых порфиробластах. Развитие пологой кристаллизационной сланцеватости S_1 , в большинстве случаев совпадает со слоистостью и только локально отвечает осевым поверхностям лежачих складок, образуя острый угол с S_0 . Ранняя складчатость сохраняется в виде реликтов замков складок, а сланцеватость S_1 (кливаж осевой поверхности), возможно, определяется первым типом биотита из гнейсов Чири (порфиробласты). Метаморфическая сегрегация также могла произойти в результате Д1. Породы Северного и Центрального доменов в это время представлены приповерхностными толщами, в которых сланцеватость развита слабо и преобладает осадочная текстура.

Д2 — в условиях СЗ—ЮВ сжатия в более глубоко метаморфизованных и рассланцованных породах сегмента Чири дальнейшая деформация приводит к образованию дуплексной структуры: левосторонние сдвиговые движения по ССЗ-ориентированным плоскостям сопровождаются надвиговыми движениями в восточном-юго-восточном направлении с образованием складок и одновременным развитием сланцеватости S_2 (кливажа осевой поверхности), ориентированной субмеридионально. Одновременно вдоль границы с Алтынтаусским массивом формируется левосторонняя Телецкая сдвиговая зона. Слабо-метаморфизованные породы Телецкого сегмента формируют пологую надвиговую структуру с образованием во фронтальной части антиклинальной складчатой зоны.

Геохронологические исследования образцов Телецко-Башкауской зоны смятия проводились К-Аг и Аг-Аг методами [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002] по основным породообразующим



минералам (биотит, мусковит, амфибол) в лабораториях университета Окаяма (Япония) и Института геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск). В основном изучались породы Телецко-Башкаусской зоны смятия и серии Чири. Изучение обнажений, шлифов и микронзондовый анализ минералов позволили выделить несколько минеральных ассоциаций, которые характеризуют разновозрастные геологические процессы. На основе К-Аг и Аг-Аг датировок выделяются два возрастных этапа: раннесреднедевонский и позднедевонско-раннекарбонный [Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002].

Как уже отмечалось, наиболее древние этапы деформации сохранились только в реликтовых породах и минералах серии Чири и представляют собой относительно слабо измененные фрагменты гранитоидов Алтынтауского массива. Им соответствуют датировки по амфиболу (роговой обманке) — 375 ± 5 млн лет (обр. 26-32) и по мусковиту — 370 ± 6 , 378 ± 3.5 и 373 ± 5.7 млн лет (обр. В-991, В-992). В структурном отношении эти амфиболы и мусковиты представляют собой крупные деформированные кристаллы, не участвующие в образовании ориентированной петроструктуры пород серии Чири. К этому же этапу можно отнести и датировки 367.7 ± 3.4 по мусковиту (обр. 94-98) и 365.7 ± 2 млн лет по биотиту (обр. 35) из зоны смятия (см. рис. 10).

Позднедевонско-раннекарбонный этап характеризуется заложением Телецко-Башкаусской зоны смятия, складчатостью и надвигообразованием с образованием регионального расщепления S_2 . Он зафиксирован в кордиерит-биотитовых и биотит-амфиболовых сланцах серии Чири (328.5 ± 1.7 , 332.4 ± 2.3 , 344.4 ± 1.4 млн лет; обр. 95-70, 24.1, 9.8). Биотит в этих образцах лепидобластический, четко ориентированный и определяет сланцеватость породы. Проведенное геохронологическое изучение пород Телецко-Башкаусской зоны смятия подтвердило выделение позднедевонско-раннекарбонного этапа как времени сдвиговых деформаций, связанных с коллизией Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СДВИГОВЫХ ТЕРРЕЙНОВ И ИХ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ: ОЦЕНКА АМПЛИТУД ГОРИЗОНТАЛЬНЫХ СМЕЩЕНИЙ ПО СДВИГАМ

В настоящее время получены палеомагнитные данные по сдвиговым террейнам, сложенным окраинно-континентальными образованиями Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, которые в корреляции с геолого-геохронологическими данными позволяют оценить амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам Восточного Казахстана и Алтае-Саянской области [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004].

Горно-Алтайский террейн (см. рис. 6) представлен сложным комплексом геодинамических единиц, сформированных на окраине Сибирского континента. Здесь выделены образования позднедевонско-кембрийской островодужной системы, перекрытые ордовикско-раннедевонскими терригенно-карбонатными осадками шельфа пассивной окраины [Елкин и др., 1994]. В эмсе—раннем живете геодинамический режим в регионе сменился и сформировалась активная окраина. В пределах террейна известны позднедевонско-раннекарбонные темноцветные тонкозернистые мелководные отложения (черемшанская свита и ее аналоги), свидетельствующие о рифтогенной обстановке их формирования, связанной, вероятно, с проявлением сдвиговых деформаций вдоль окраины Сибирского континента. С рифтогенным этапом связывается также внедрение даек и силлов габбро-диабазов, образующих протяженные и широкие пояса в центральной части Горного Алтая [Елкин и др., 1994], а также гранитоидных массивов [Владимиров и др., 1997].

Калба-Нарымский террейн расположен между Чарской и Курчумско-Иртышской зоной сдвигов. В его состав включаются позднедевонско-раннекарбонные осадочные породы такырской свиты, прорванные интрузиями раннепермского калбинского комплекса, которые также залечивают западное ограничение террейна.

Такырская свита состоит из черных глинистых сланцев и алевролитов с маломощными прослоями мелкозернистых олигомиктовых песчаников. Количество последних сильно возрастает вверх по разрезу, общая мощность которого превышает 1500 м. Отложение осадков связано с деятельностью турбидитных потоков. Существуют различные трактовки геодинамической принадлежности свиты. По мнению [Ротараш, Гредюшко, 1974], глубоководные осадки такырской свиты сформировались в глубоководном желобе на коре океанического типа. Совместно с Иртышской зоной смятия и хаотическим олистостромовым комплексом, примыкающим к ней с юго-запада, такырская свита относится к образованиям субдукционного комплекса. По нашему мнению, такырская свита относится к образованиям пассивной окраины, ее аналоги выделяются в Томь-Колыванской зоне и на Салаире.

Рудно-Алтайский террейн представлен мощным разрезом девонско-каменноугольных пород. Эмско-раннеживетская часть разреза сложена терригенными породами и рифогенными известняками, которые, по нашему мнению, накапливались в преддуговой прогибе и содержат прослойки туфов и полимиктовых песчаников и конгломератов. Среди обломков отмечаются красные, лиловые, серые, черные,

зеленые кремнистые породы, различные по составу вулканиты, гранитоиды, которые неизвестны в основании девонского разреза Рудного Алтая и представляют собой продукты разрушения раннедевонской островной дуги и ее фундамента, расположенных в современной структуре, вероятно, на Салаире. По набору эмской фауны и составу фаций [Елкин и др., 1994] отложения Рудно-Алтайского террейна близки к отложениям Салаира. В позднем живете—позднем девоне на Рудном Алтае формировались вулканоплутонические островодужные образования, в это же время на Салаире и Горном Алтае развивались задуговые бассейны [Елкин и др., 1994]. С запада Рудно-Алтайский террейн отделен Иртышско-Курчумской зоной смятия от Калба-Нарымского и Западно-Калбинского террейнов, где широко представлены комплексы преддугового прогиба и аккреционной призмы позднедевонско-раннекарбонного возраста [Елкин и др., 1994]. Образования Рудно-Алтайского, Калба-Нарымского и Западно-Калбинского террейнов являются фрагментами единой Салаиро-Алтайской девонско-раннекарбонной активной окраины, смещенных относительно друг друга по сдвигам на многие сотни километров в результате позднекарбонно-пермской коллизии Казахстанско-Байкальского и Северо-Азиатского континентов. Амплитуду сдвигового смещения для Иртышской зоны смятия оценивается исходя из мощности метаморфических пород до 1 тыс. км [Sengör et al., 1993; Шенгер и др., 1994]. В свою очередь, террейны Салаиро-Алтайской активной окраины отделены Чарской офиолитовой сутурой от одновозрастных девонско-раннекаменноугольных островодужных образований Чингиз-Тарбагатайской активной окраины Казахстанско-Байкальского континента.

Если рассматривать раннепалеозойские офиолиты и глаукофан-кросситовые породы Западной Джунгарии и Чарышско-Теректинско-Улаганско-Саянской сутурной зоны как образования ранее единой аккреционно-коллизивной структуры Казахстанско-Байкальского континента, то амплитуду сдвиговой составляющей Северо-Восточной зоны смятия можно оценить в 1 тыс. км.

По данным В.С. Буртмана и соавторов [1998], в среднем—позднем девоне Рудно-Алтайская активная окраина Сибирского континента имела СВ простирание и располагалась на $32 \pm 4^\circ$ с.ш. По палеомагнитным данным, среднепозднедевонская Чингиз-Тарбагатайская активная окраина Казахстанско-Байкальского континента имела субширотное простирание и сформировалась на широтах $21 \pm 4^\circ$ с.ш. Ее совмещение с Рудно-Алтайской островной дугой вдоль палеомеридиана оценивается в 650—1650 км [Буртман и др., 1998]. Таким образом, минимальная суммарная амплитуда левосторонних смещений вдоль Чарской и Иртышской зон составляет эту величину. По геологическим данным, амплитуда левостороннего смещения регионального Северо-Саянского разлома, расположенного в 500 км на восток от Чарского сдвига, составляет 80 км.

Таким образом, Чарская, Иртышско-Курчумская, Северо-Восточная и Северо-Саянская зоны разломов формируют единую позднекарбонно-раннепермскую сдвиговую структуру шириной до 500 км. На запад от основной зоны коллизии (Чарского сдвига) в пределах Казахстанского блока Казахстанско-Байкальского составного континента преобладают правосторонние смещения (Чингиз-Тарбагатайский сдвиг). В восточном направлении от Чарской сдвиговой зоны преобладают левосторонние смещения и их амплитуда на расстоянии 500 км убывает на порядок от 650—1650 км до первых десятков километров в восточной части Горного Алтая.

В пределах Северной Евразии расположено несколько позднекарбонно-пермских угленосных бассейнов, биостратиграфические характеристики которых свидетельствуют о формировании их в различных палеогеографических обстановках, а современное их расположение может быть объяснено как результат крупных позднепермско-триасовых горизонтальных перемещений континентальных блоков [Булов и др., 2004]. В пределах обрамления Сибирского континента расположены позднекарбонно-пермские Кузбасский и Горловский угленосные бассейны. В пределах Казахстанско-Байкальского континента расположены два крупных позднекарбонно-пермских угленосных бассейна: Кендырлыкский и Карагандинский, на северо-восточной окраине Восточно-Европейского континента — Печерский бассейн. Флористические и фаунистические сообщества перечисленных выше бассейнов указывают на то, что Сибирский континент располагался в умеренном климатическом поясе, а Казахстанско-Байкальский и Восточно-Европейский континенты в тропическом климатическом поясе. Отмечается, что существовала тесная связь между Печерским, Карагандинским и Кендырлыкским бассейнами по распространению в них неморских двустворок [Бетехтина, 1983].

Охарактеризованная выше палеогеографическая зональность хорошо согласуется с геологическими и палеомагнитными данными. Учитывая современное расположение континентов и угленосных бассейнов можно предполагать, что начиная с позднего карбона, после закрытия Уральского океана, Восточно-Европейский континент сместился на север на расстояние более 2 тыс. км, тогда как Сибирский континент вращался по часовой стрелке, не меняя свое положение по широте [Диденко и др., 1994]. Данная кинематика взаимодействия крупных континентальных масс привела к крупноамплитудным правосторонним смещениям между Восточно-Европейским и Сибирским континентами, что привело к деформациям их окраин и полностью составного Казахстанско-Байкальского континента. По палеомаг-

нитным данным, Восточно-Европейский континент достиг современного положения к началу юры. Это означает, что проявление сдвиговых деформаций происходило в период поздний карбон—триас. В настоящее время Печерский бассейн расположен вблизи полярного круга на 20—25 ° севернее других бассейнов, перечисленных выше.

В зоне фронтального столкновения Восточно-Европейского и Казахстанско-Байкальского континентов в позднем карбоне—перми был сформирован Уральский аллохтонный ороген, тогда как на большей части Центрально-Азиатской складчатой области проявились сдвиговые деформации и формирование ороклинальных складок. С востока Восточно-Европейский кратон, совместно с залегающим на нем Уральским орогеном, ограничен крупноамплитудной зоной сдвигов от Казахстанско-Байкальского континента. По данным В.Н. Пучкова [2000], по восточному обрамлению Восточно-Европейского кратона проявлена Троицкая система разломов, вдоль которой проявлены крупные сдвиговые деформации. Предполагается, что этот и другие 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].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии. Они нарушили раннюю структурно-формационную зональность, которая характеризует рост континентальной коры, историю развития океанических бассейнов, разделяющих Восточно-Европейский, Сибирский и Гондванский континенты, и аккреционно-коллизийные процессы на их окраинах. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне—раннем карбоне при столкновении Казахстанско-Байкальского составного континента, включающего континентальные блоки Гондваны, с Сибирским континентом, что привело к формированию единого Северо-Азиатского континента. В позднем карбоне—перми произошло столкновение Восточно-Европейского континента с Северо-Азиатским. В результате коллизий южная часть вендско-палеозойской окраины Сибирского континента и весь Казахстанско-Байкальский составной континент были разделены сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, которые формируют структуру Центрально-Азиатского складчатого пояса (см. рис. 1). В террейнах Казахстанско-Байкальского составного континента распознаются фрагменты островных дуг, докембрийских микроконтинентов и террейнов Гондваны (Кокчетавский, Иссык-Кульский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский, Дзобханский и др.), фрагменты аккреционно-коллизийных структур, включающих образования палеосубдукционных зон и аккреционных призм. Субдукция докембрийских микроконтинентов и террейнов Гондваны в венде—кембрии под Казахстанско-Тувино-Монгольскую островную дугу и их ордовикская коллизия привела к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента. Он включает раннекаледонские структуры Казахстана, южной части Алтае-Саянской области, Тувы, Байкальского региона, Монголии и Северного Китая. Среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона отделяет Казахстанско-Байкальский составной континент от окраинно-континентальных образований Сибирского континента. В строении сутурно-сдвиговой зоны принимают участие фрагменты кембрийско-раннеордовикской океанической коры, ордовикские голубые сланцы и кембро-ордовикские турбидиты. Сутурно-сдвиговая зона, разделенная поперечными сдвигами, прослеживается на расстоянии более чем 1.5 км в Алтае-Саянской области (Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская зона) и, вероятно, имеет продолжение в Джунгарии и Восточном Казахстане. Наличие среднепозднепалеозойской сутурно-сдвиговой зоны субширотного простирания ставит под сомнение многочисленные тектонические и геодинамические построения, в которых зональность вендско-палеозойских складчатых поясов рассматривается относительно Сибирского континента. Такая зональность сохранилась только в северной части Алтае-Саянской области и, вероятно, в восточной части фундамента Западно-Сибирского бассейна.

Вендско-палеозойские окраинно-континентальные образования западной части Сибирского континента представлены вендско-кембрийской Кузнецко-Алтайской островной дугой, комплексами пород ордовикско-раннедевонской пассивной окраины и девонско-раннекарбонной активной окраины. В аккреционных клиньях островной дуги широко представлены фрагменты вендско-кембрийской океанической коры, состоящей из офиолитов и палеоокеанических плато, поднятий и островов. В структурах активных окраин западной части Сибирского континента отсутствуют континентальные блоки Гондваны.

В Восточном Казахстане, Джунгарии, Алтае-Саянской области наблюдается структура соотношения между образованиями составного Казахстанско-Байкальского континента, включающего Алтае-Монгольский террейн, и окраинно-континентальными образованиями западной части Сибирского континента (см. рис. 1—3, 6). Чарышко-Теректинско-Улаганско-Саянская среднепозднепалеозойская сутурно-сдвиговая зона осложнена сдвигами. Наиболее ярко проявились сдвиги позднекарбонно-пермской и позднепермско-раннетриасовой коллизий Восточно-Европейского и Северо-Азиатского континен-

тов, которые сильно усложнили структурный рисунок предыдущих тектонических событий и относительно слабо изменены более поздними разломами.

Корреляция и обобщения структурных, палеомагнитных и геохронологических данных по Восточному Казахстану и Алтае-Саянской складчатой области показывают определяющую роль крупноплатидных позднепалеозойских сдвиговых перемещений, сформировавших окончательную структуру этих регионов в результате закрытия океанических бассейнов. Выявлено, что раннедевонские активные окраины Сибирского и Казахстанско-Байкальского континентов, разделенные субширотной среднепозднепалеозойской сутурно-сдвиговой зоной, были разделены Обь-Зайсанским океаническим бассейном. Окончательное формирование сутурно-сдвиговой зоны произошло в позднем девоне—раннем карбоне. В результате позднекарбонно-пермской коллизии Казахстанско-Байкальский и окраинно-континентальные комплексы западной части Сибирского континента разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов в широкой полосе более чем 1.5 тыс. км. Коллизия сопровождалась левосторонними перемещениями вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской, Северо-Восточной, Телецко-Башкауской и Шапшальской зон смятий, Главного Саянского разлома, имеющих северо-восточные простирания. Амплитуда движений по сдвигам уменьшается в восточном направлении от нескольких тысяч километров до первых сотен—десятков километров.

Работа выполнена при поддержке программы ОНЗ-10 «Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ», гранта научной школы академика Н.Л. Добрецова (НШ-65804.2010.5).

ЛИТЕРАТУРА

Беличенко В.Г., Боос Р.Г., Колосницина Т.Н., Лепин В.С., Солодянкина В.Н., Снытко А.В. Новые данные о возрасте метаморфической серии Тункинских Гольцов (Восточный Саян) // Докл. АН СССР, 1988, т. 301, № 2, с. 402—405.

Беличенко В.Г., Резницкий Л.З., Гелетий Н.К., Бараш И.Г. Тувино-Монгольский массив (к проблеме микроконтинентов Палеоазиатского океана) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 554—565.

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. Палеобиогеография неморских двустворок в позднем палеозое. Среда и жизнь в геологическом прошлом. Палеобиогеография и палеоэкология. Новосибирск, Наука, 1983, с. 98—107.

Боос Р.Г. Палеозой Тункинских Гольцов Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1991, 143 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., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 91—99.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 383—398.

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 тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

Буслов М.М., Рябинин А.Б., Жимулев Ф.И., Травин А.В. Проявление позднекарбонно-раннепермских этапов формирования покровно-складчатых структур в южном обрамлении Сибирской платформы (Восточные Саяны, Южная Сибирь) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 4, с. 1—4.

Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Федосеев Г.С., Рейков М., Дэвис К., Бабин Г.А. Пермтриасовый плюмовый магматизм Кузнецкого бассейна (Центральная Азия): геология, геохронология и геохимия // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1310—1329.

Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А., Костицын Ю.А., Пономарчук В.А., Руднев С.Н., Выставной С.А., Круг Н.Н., Титов А.В. Позднепалеозойский—раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (4), с. 715—729.

Волкова Н.И., Скляров Е.В. Высокобарические комплексы Центрально-Азиатского складчатого пояса: геологическая позиция, геохимия и геодинамические следствия // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 109—119.

Волкова Н.И., Ступаков С.И., Третьяков Г.А., Симонов В.А., Травин А.В., Юдин Д.С. Глаукофановые сланцы Уймонской зоны — свидетельство ордовикских аккреционно-коллизийных событий в Горном Алтае // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (4), с. 367—382.

Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (1), с. 53—70.

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.

Дистанов Э.Г. О роли сдвиговых движений и формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализации в ней полиметаморфического оруденения // Геология и геофизика, 1962 (2), с. 52—56.

Докембрий Восточного Саяна / Ред. С.В. Обручев. М., Л., Наука, 1964, 328 с.

Добрецов Н.Л. О покровной тектонике Восточного Саяна // Геотектоника, 1985, № 1, с. 39—50.

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., Пономарева Л.Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали // Геология и геофизика, 1969 (3), с. 121—125.

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., Ермолов П.В., Хомяков В.Д. Офиолиты и состав фундамента осевой части Зайсанской геосинклинали // Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. Новосибирск, Наука, 1979, с. 196—219.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Сафонова И.Ю., Кох Д.А. Фрагменты океанических островов в структуре Курайского и Катунского аккреционных клиньев Горного Алтая // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (12), с. 1383—1405.

Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Мазукабзов А.М., Падерин И.П. Герцинские метаморфические события в Западном Забайкалье: геодинамические следствия // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). Иркутск, 2008, т. 1, с. 113—115.

Егоров А.С., Чистяков Д.Н. Структура консолидированного фундамента Западно-Сибирской платформы и прилегающих складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 101—119.

Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 118—145.

Елкин Е.А., Конторович А.Э., Бахарев Н.К., Беляев С.Ю., Варламов А.И., Изох Н.Г., Каньгин А.В., Каштанов В.А., Кирда Н.П., Клец А.Г., Конторович В.А., Краснов В.И., Кринин В.А., Моисеев С.А., Обут О.Т., Сараев С.В., Сенников Н.В., Тищенко В.М., Филиппов Ю.Ф., Хоменко А.В., Хромых В.Г. Палеозойские фациальные мегазоны в структуре фундамента Западно-Сибирской геосинклизы // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (6), с. 633—650.

Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В., Кленина Л.Н., Хомяков В.Д., Кузубный В.С., Ревякин П.С., Борцов В.Д. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты (Итмурунды-Казыкская и Чарская зоны). Алма-Ата, Наука КазССР, 1981, с. 103—178.

Зорин Ю.А., Складчиков Е.В., Беличенко В.Г., Мазукабзов А.М. Механизм развития системы островная дуга—задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рифе—раннем палеозое // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (3), с. 209—226.

Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан) // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 145—152.

Иванов К.С., Коротеев В.А., Печеркин М.Ф., Федоров Ю.Н., Ерохин Ю.В. История геологического развития и строение фундамента западной части Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (4), с. 484—501.

Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмлюк В.В., Будникова С.В., Ковач В.П., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Антипин В.С. Источники магм и изотопная (Sr и Nd) эволюция редкометалльных Li-F гранитоидов // Петрология, 1999, т. 7, № 4, с. 401—429.

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.

Зиновьев С.В. Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1992, 130 с.

Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. К проблеме возраста рудных масс Тишинского месторождения (Рудный Алтай) // Докл. РАН, 2009, т. 428, № 3, с. 358—363.

- Лепезин Г.Г.** Метаморфические комплексы Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, Наука, 1978, 231 с.
- Мохов В.А.** Зональность динамометаморфизма Лениногорского рудного района (Рудный Алтай) // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск, ИГиГ СО АН, 1988, с. 100—108.
- Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртоого О., Янь Х.** Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22, № 6, с. 7—41.
- Печерский Д. М., Диденко А. Н.** Палеоазиатский океан, М., ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
- Полянский Н.В., Добрецов Н.Л., Ермолов П.В., Кузубный В.С.** Структура и история развития Чарского офиолитового пояса // Геология и геофизика, 1979 (5), с. 66—78.
- Пучков В.Н.** Палеогеодинамика Южного и Среднего Урала. Уфа, Даурия, 2000, 146 с.
- Ротараш И.Л., Гредюшко Е.А.** История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области // Геотектоника, 1974, № 4, с. 73—79.
- Руженцев С.В., Аристов В.А., Минина О.Р., Катюха Ю.П., Голионко Б.Г.** Тектоника Икат-Багдаринской и Джидинской зон Западного Забайкалья // Проблемы тектоники Центральной Азии. М., Геос, 2005, с. 171—198.
- Савельев А.А., 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.
- Савельева В.Б., Травин А.В., Зырянов А.С.** ^{40}Ar - ^{39}Ar датирование метасоматитов в зонах глубоководных разломов краевого шва Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003, т. 391, № 4, с. 523—526.
- Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А.** Фрагменты океанической коры Палеоазиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера, 2004, № 3, с. 84—96.
- Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М.** Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика, 2002, т. 43 (2), с. 115—127.
- Сяо Сючань С., Гао Джун, Тан Яоцин Т., Ван Джун, Жао Мин.** Глаукофан-сланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенных поясах Северо-Западного Китая // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 200—216.
- Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Теуниссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.Г., Титов А.В.** ^{40}Ar / ^{39}Ar датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1347—1350.
- Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Цыренов Б.Ц., Хромов А.А., Сергеев С.А.** Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.
- Чиков Б.М., Зиновьев С.В.** Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 61—70.
- Шенгёр А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С.** Тектоническая эволюция алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (7—8), с. 41—58.
- Berzin N. A., Dobretsov N. L.** Geodynamic evolution of Southern Siberia in Late Precambrian-Early Paleozoic time // Reconstruction of the Paleoasian Ocean. VSP Intern. Sci. Publishers, the Netherlands, 1993, p. 45—62.
- Briggs S.M., Yin A., Manning C.E., Chen Z-L., Wang X-F., Grove M.** Late Paleozoic tectonic history of the Ertix Fault in the Chinese Altai and its implications for the development of the Central Asian Orogenic // Geol. Soc. Amer. Bull., 2007, v. 119, p. 944—960.
- 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.
- Chi Z., Mingguo Z., Allen M.B., Saunders A.D., Ghangrei W., Xuan H.** Implications of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of Central Asia // J. Geol. Soc., London, v. 150, 1993, p. 551—561.
- Dobretsov N.L., Buslov M.M., Uchio Yu.** Fragment of oceanic islands in accretion-collision areas of Gorny Altai and Salair, southern Siberia: early stages of continental crustal growth of the Siberian continent in Vendian-Early Cambrian time // J. Asian Earth Sci., 2004, v. 23, p. 673—690.

Iwata K., Obut O.T., Buslov M.M. Devonian and Lower Carboniferous radiolaria from the Chara ophiolite belt, East Kazakhstan // *News of Osaka Micropaleontologist*, 1996, № 10, p. 27—32.

Li H.Q., Chen F.W., Hong D.W. Cold mineralization and continental accretion of Western Junggar massif during Paleozoic era // *Continental growth in the Phanerozoic: evidence from East-Central Asia*. First Workshop IGCP 420. Urumqi. Xinjiang, China. 27 July—3 August 1998, p. 23.

Melnikov A., Delvaux D., Travin A., Buslov M., Vladimirov A., Smirnova L., Theunissen K. Late Paleozoic-Early Mesozoic sinistral movement along the Irtysh shear zone, NE Kazakhstan. Tectonic studies group annual general meeting, Durhan, 17—19 Dec., 1997, p. 93.

Melnikov A., Travin A., Plotnikov A., Smirnova L., Theunissen K. Kinematics and Ar/Ar geochronology of the Irtysh shear zone in NE Kazakhstan // *Continental growth in the Phanerozoic: evidence from East-Central Asia*. First Workshop IGCP 420. Urumqi. Xinjiang, China. 27 July—3 August 1998, p. 30.

Safonova I.Yu., Buslov M.M., Iwata K., Kokh D.A. Fragments of Vendian-Early Carboniferous oceanic crust of the Paleo-Asian Ocean in foldbelts of the Altai-Sayan region of Central Asia: geochemistry, biostratigraphy and structural setting // *Gond. Res.*, 2004, v. 7, № 3, p. 771—790.

Sengör 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.

Vladimirov V., Melnikov A., Plotnikov A., Travin A., Smirnova L., Theunissen K. The Irtysh shear zone in NE-Kazakhstan: kinematics and preliminary data on metamorphic conditions and Ar-Ar geochronology. Active tectonic continental basin, Intern. Confer., Cent., April 30—May 2, 1998, p. 105.

Volkova N.I., Stupakov S.I., Simonov V.A., Tikunov Yu.V. Petrology of metabasites from the Terekta Complex as a constituent of ancient accretionary prism of Gorny Altai // *J. Asia Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 705—713.

Volkova N.I., Tarasova E.N., Polyanskii N.V., Vladimirov A.G., Khomyakov V.D. High-pressure rocks in the serpentinite mélangé of the Chara Zone, Eastern Kazakhstan: geochemistry, petrology, and age // *Geochem. Intern.*, 2008, 46 (4), 422—437.

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., London*, 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
24 августа 2010 г.*