

УДК 551.243, 552.122(571.151)

М. М. Буслов¹

ДИНАМИКА И КИНЕМАТИКА ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ РАЗЛОМНЫХ ЗОН ВОСТОЧНО-КАЗАХСТАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ В ПОЗДНЕМ КАРБОНЕ — ПЕРМИ

На основе структурных, палеомагнитных и геохронологических данных охарактеризованы кинематика и динамика крупнейших разломных зон Восточно-Казахстанской складчатой области. Показано, что в результате закрытия Палеоазиатского океана в позднем карбоне-перми произошла коллизия западного звена Казахстанско-Байкальского составного континента с Сибирским континентом. Она проявилась в полосе шириной более чем 400 км и сопровождалась левосторонними перемещениями вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской и Северо-Восточной зон смятий. Возраст деформаций закономерно омолаживается к востоку в сторону внутренней части Сибирского континента, амплитуда движений по сдвигам уменьшается в этом же направлении от нескольких тысяч до первых сотен километров.

Введение

Разломные структуры палеозоид Казахстана с позиций тектонофациального анализа были детально охарактеризованы Е.И. Паталахой и его коллегами [19–22]. В разрезе земной коры фанерозоя складчатых областей выделены три реологические зоны: 1) эпизона — область хрупких и поверхностно-гравитационных деформаций; 2) мезозона — хрупко-пластические деформации в условиях динамометаморфизма; 3) катазона — пластические метаморфические деформации. Среди разломных структур выделены и описаны шовные и шовно-послойные разновидности. Они сложены преимущественно динамометаморфическими породами или динамосланцами (милонитами, бластомилонитами, филлонитами) и представляют собой зоны сдвигового течения. Паталаха Е.И. считал их определяющими в формировании мозаично-блоковой структуры палеозоид Казахстана.

В последнее время показано, что позднепалеозойские сдвиговые деформации преобладают в структуре Центральной Азии. Выявлено, что они сильно нарушили раннюю структурно-формационную зональность, которая характеризует историю развития Палеоазиатского океана [1, 8, 16, 30, 31, 40]. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем девоне — раннем карбоне при столкновении Казахстанского составного континента с Сибирским континентом, и в позднем карбоне — перми при столкновении Восточно-Европейского континента, Казахстанского и

© М. М. Буслов¹¹ Институт Геологии и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск.

Сибирского континентов [3–5, 33]. В результате коллизий аккреционно-коллизионные окраины Сибирского и Восточно-Европейского континентов и весь Казахстанский составной континент разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов. В настоящей работе на основе структурных, палеомагнитных и геохронологических данных охарактеризованы динамика и кинематика основных разломных зон Восточно-Казахстанской складчатой области и делается заключение о формировании их как крупноамплитудных позднекарбонново-пермских сдвиговых структур в результате закрытия Палеоазиатского океана и коллизии Сибирского и Казахстанского континентов.

Основные структурные элементы Восточно-Казахстанской складчатой области. В Восточно-Казахстанской складчатой области и смежных регионах широко развиты разновозрастные крупноамплитудные сдвиговые и сдвиго-надвиговые дислокации, что позволяет рассматривать их структуру (рис. 1, 2) как разновозрастный коллаж террейнов [3–5, 33]. Основными структурными элементами тектонического районирования являются следующие:

1. Докембрийские микроконтиненты и террейны (Джунгарский, Алтае-Монгольский, Тувино-Монгольский и Дзэбханский), являющиеся результатом распада суперконтинента Гондвана. Их амальгамация к Казахстано-Тувино-Монгольской островной дуге привела к формированию составного Казахстанско-Байкальского континента [10]. Он включает каледонские структуры Казахстана, Алтае-Саянской области, Тувы, Монголии и Байкальского региона (см. рис. 1);

2. Разновозрастные группы террейнов, представленные фрагментами каледонских и герцинских аккреционно-коллизионных зон из обрамления Сибирского и Казахстано-Байкальского континентов;

3. Разновозрастные сдвиговые и сдвигово-надвиговые зоны, содержащие множество коллизионных террейнов, оторванных от окраин коллизирующих континентов. Зоны сдвигов чаще всего завершают формирование сутурных зон или (и) развиваются субпараллельно офиолитовым сутурам внутри коллизирующих континентальных масс. Выделяются сдвиго-надвиговые дислокации позднедевонского, позднедевонско-раннекарбонного, раннекарбонного, позднекарбонново-пермского, пермско-триасового и триасюрского возрастов, сформировавшие современный рисунок мозаично-блоковой структуры Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской областей [5].

Разломные структуры позднекарбонново-пермской коллизии западного Казахстанского звена составного Казахстанско-Байкальского континента с Сибирским континентом проявились наиболее ярко, сильно усложнили структурный рисунок предыдущих коллизий и относительно слабо изменены более поздними разломами.

Динамика и кинематика формирования разломных зон Восточно-Казахстанской складчатой области в позднем карбоне-перми. На рис. 2 показана террейновая структура между Сибирским и Казахстанско-Байкальским континентами, сформированная в результате их коллизии в позднем карбоне — перми после закрытия Урало-Монгольской и Южно-Монголь-

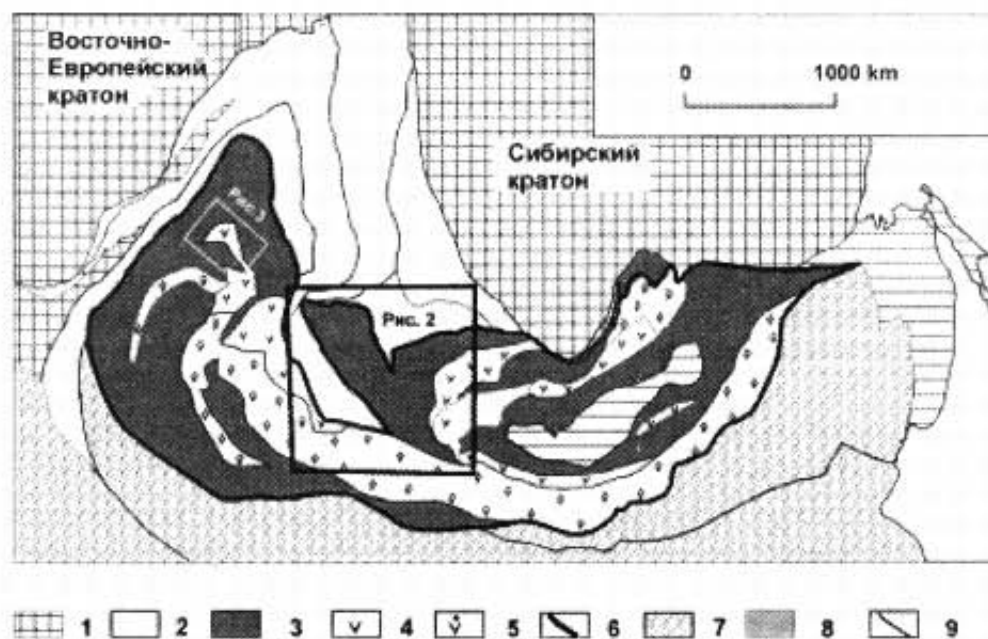


Рис. 1. Положение позднекембрийско-ордовикского Казахстанско-Байкальского орогена в структуре Центральной Азии [12]

1 — кратоны Лавразийской группы, 2 — окраинно-континентальные образования Сибирского и Восточно-Европейского кратонов, 3–6 — позднекембрийско-раннеордовикский Казахстанско-Байкальский ороген: 3 — микроконтиненты гондванской группы, 4, 5 — Казахстанско-Тувинно-Монгольская островная дуга: 4 — преимущественно магматические породы, 5 — образования аккреционных призм и преддуговых прогибов; 6 — ограничения Казахстанско-Байкальского орогена; 7 — позднепалеозойско-раннемезозойский аккреционно-коллизийный пояс, содержащий микроконтиненты и континенты гондванского происхождения; 8 — мезозойские образования; 9 — границы террейнов

кой ветвей Палеоазиатского океана. По палеомагнитным данным [8, 23] в позднекарбово-пермское время Восточно-Европейский континент вращался против часовой стрелки, а Сибирский континент — по часовой стрелке, между ними располагался составной Казахстанско-Байкальский континент, не имеющий общего консолидированного мощного фундамента. Вращение огромных континентальных масс во время столкновения их с составным континентом определило сдвиговый рисунок структуры возникшего на его месте межконтинентального орогенного пояса. Главной структурой, разделяющей Казахстанско-Байкальский и Сибирский континенты, является Чарская зона сдвигов. В пределах зоны сдвигов наиболее изучен Чарский офиолитовый пояс.

К юго-западу от Чарской зоны сдвигов расположены террейны (Тарбагатай, Жарма и Саур), сформированные вдоль окраины Казахстанского звена Казахстанско-Байкальского составного континента. Они представлены фрагментами кембрийско-раннекарбово-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 [27, 34, 36].

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, Руд-

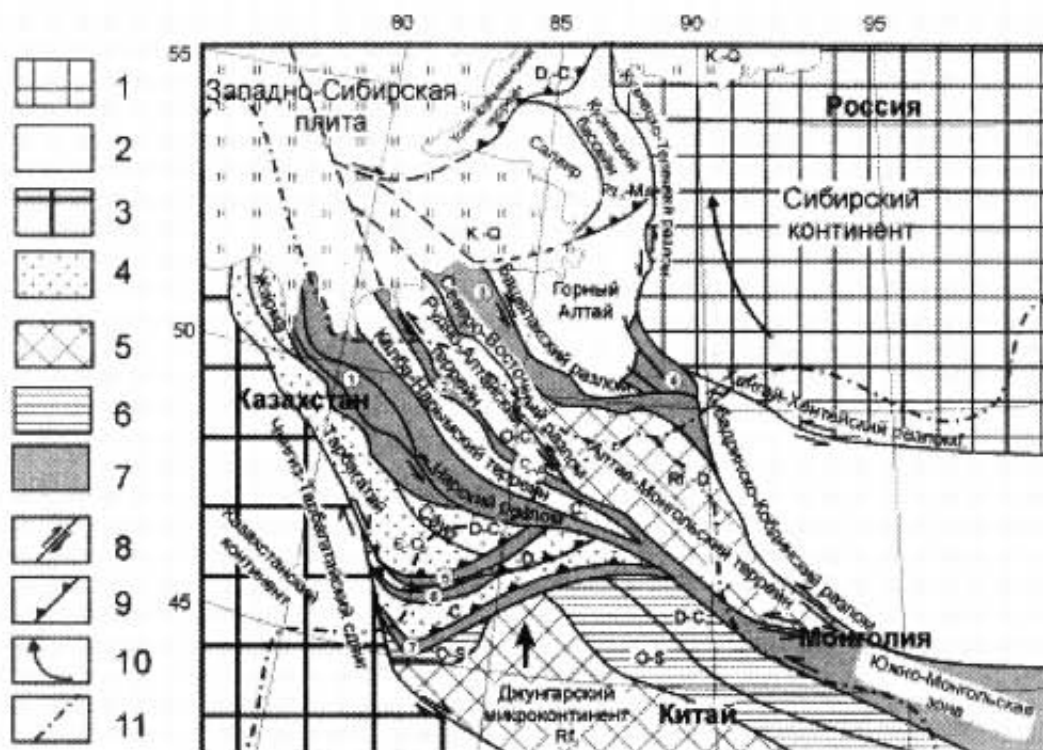


Рис. 2. Тектоническая схема террейновой структуры Алтае-Саянской области и Восточно-Казахстанской областей [5]

1 — Сибирский континент, 2 — террейны, оторванные от Сибирского континента, 3 — Казахстанский континент, 4 — террейны, оторванные от Казахстанского континента, 5 — террейны гондванской группы, 6 — окраинно-континентальные комплексы Джунгарского террейна (микроконтинента -?), 7 — сутурные зоны, реактивированные в позднем карбоне-ранней перми (1 — Чарская, 2 — Иртышская, 3 — Чарышко-Теректинская, 4 — Курайская, 5 — Барлик-Хонгулен-Хебукесайская, 6 — Майльская, 7 — Тангбалэ), 8 — сдвиги, 9 — надвиги, 10 — направление вращения по палеомагнитным данным, 11 — государственные границы

но-Алтайский, Горно-Алтайский, Салаирский и Томь-Колыванский террейны. Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский террейны формируют главную линейную зону северо-восточного простирания, которая трассируется наиболее известными в Восточном Казахстане зонами смятия: Курчумско-Иртышской и Северо-Восточной. Вдоль этих зон произошли наиболее крупные левосторонние сдвиговые перемещения. К востоку они проявились в меньшей мере и реактивировали древние позднедевонско-раннекарбонные сдвиговые зоны в Кузнецком Алатау, Горном Алтае, Западной Монголии.

В Чарской зоне сдвигов (рис 3) мощностью до 80 км в составе одноименного офиолитового пояса можно выделить следующие тектонические единицы, различные по строению, возрасту и геодинамической принадлежности [5]:

1. Субдукционный меланж I типа, в юго-восточной части Чарской зоны. Преобладают блоки метаморфических пород высоких давлений: гранатовые амфиболиты, эклогиты, глаукофановые, гранат-глаукофановые, глаукофан-лавсонитовые сланцы и диафориты по ним, гранат-мусковит-глаукофановые и рибекитовые кварциты, амфиболовые сланцы, гематитовые кварциты. Метаморфиты высоких давлений представляют собой метагаббро-метадиабазы, метабазальты, родственные им метатифы, метаграувакки и метаморфизованные глубоководные кремнистые осадки, т.е. почти полный набор метаофиолитов с базальтами N-MORB и T-MORB [7, 11].

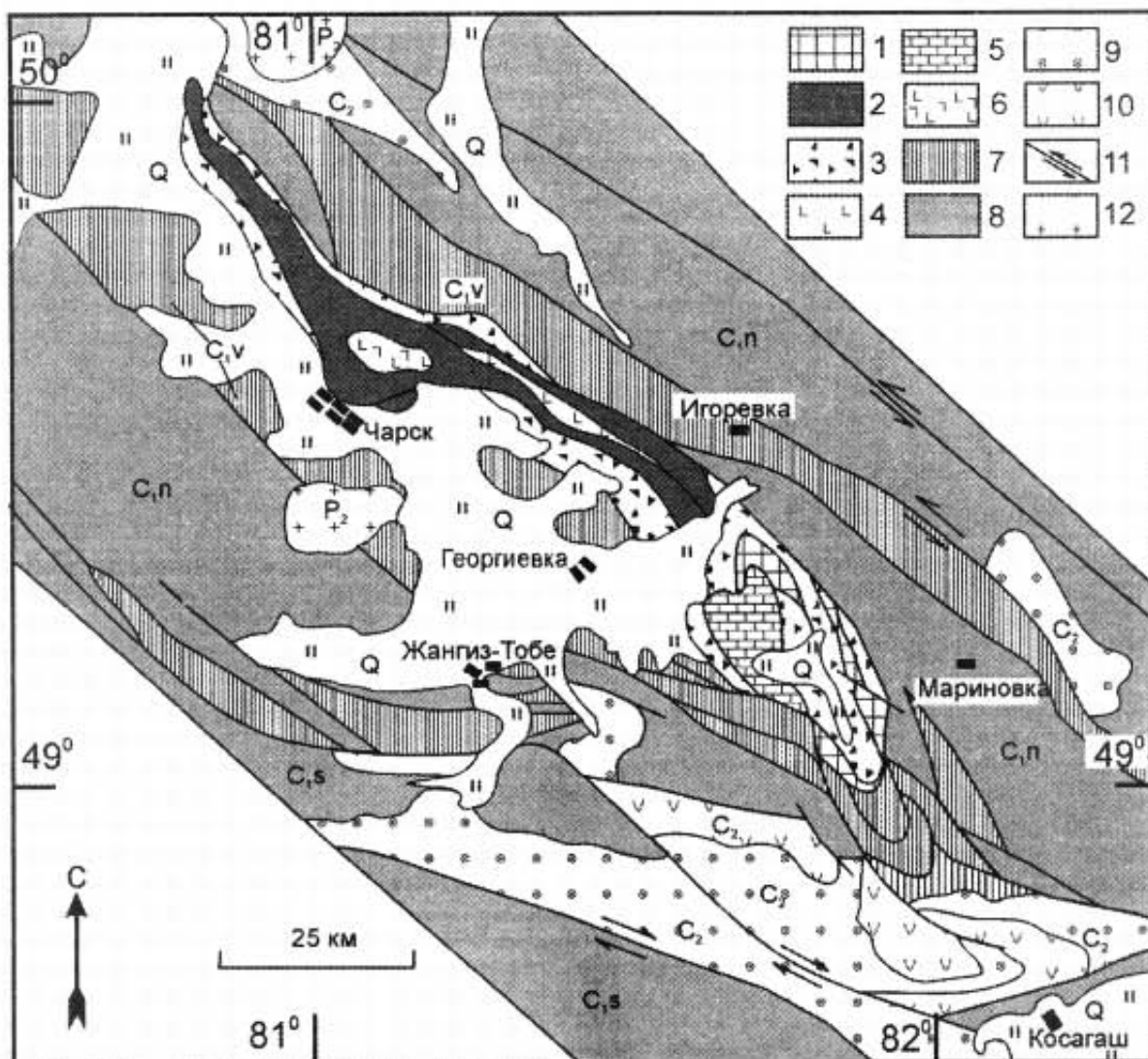


Рис. 3. Геологическая схема Чарской зоны [5]

1 — серпентинитовый меланж I типа с блоками раннепалеозойских HP пород, 2 — меланж II типа с блоками ордовикских перидотитов и габбро, 3 — меланж III типа с блоками меланжа I и II типов, ордовикско-карбоневой океанической коры и островных дуг, 4 — фрагменты среднедевонских палео-океанических островов (базальты и кремни), 5 — фрагменты ранне-среднедевонских палео-океанических островов (рифовые известняки), 6 — ордовикские габбро, 7 — чередование тектонических пластин визейско-намурийского олистострома и среднедевонско-раннекарбоневых базальтов океанического дна (N-MORB) и океанических островов (OIB), 8 — чередование тектонических пластин раннекарбоневых преддуговых турбидитов, позднедевонско-раннекарбоневых рифовых известняков и океанических вулканогенно-кремнистых пород, 9 — позднекарбоневые вулканогенные молассы, 10 — позднекарбоневые щелочные вулканиты, 11 — позднекарбоневораннепермские сдвиги, 12 — позднепермские пост-коллизийные граниты

Геохронологические данные [5], полученные К-Аг методами по мусковиту, развивающемуся по эклогитам, гранатовым амфиболитам и глаукофановым сланцам, укладываются в возрастной интервал 445–429 млн лет и характеризуют время вывода высокобарических пород к поверхности (поздний ранний силур). Возраст высокобарических минералов [7]: фенгита и барруазита из гранатовых амфиболитов составляет соответственно 449 ± 1 и 500 ± 2 млн лет и, вероятно, соответствует началу эксгумации пород. Возраст метаморфизма пород в зоне субдукции древнее, возможно, кембро-ран-

неордовикский [10]. Близкие по возрасту высокобарические породы известны в юго-западной части Западной Джунгарии. Здесь голубые сланцы Танбале в виде блоков ассоциируют с офиолитами, датируются поздним кембрием — ранним ордовиком [27, 34].

С раннепалеозойскими высокобарическими образованиями в Чарском поясе структурно связаны блоки и чешуи вулканогенно-кремнистых пород с остатками радиолярий и конодонтов D_2-C_1 [17, 35], а также карбонатных пород силура, раннего девона и живета. Вулканиды относятся к толеитовым базальтам нормальным и щелочным, имеющим геохимические характеристики базальтов COX (N-MORB), и океанических поднятий и островов (OIB) [7]. Силурийско-девонские карбонатные породы являются, вероятно, образованиями океанических поднятий и островов. Возраст указанных блоков свидетельствует, 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 порфиоровые лавы базальтового состава, содержащие прослойки кремнистых алевролитов и яшмоидов с радиоляриями среднего девона-раннего карбона [17, 35], а также фрагменты карбонатно-кремнисто-грауваккового разреза раннего силура-девона [13]. Лавы относятся к плагиобазальтам с щелочным уклоном и высоким содержанием глинозема и титана, а также толеитовым низкотитанистым базальтам, которые формировались в условиях срединноокеанических хребтов и палеоокеанических островов [7, 24, 26].

Близкий по составу офиолитовый пояс развит в Западной Джунгарии. Он протягивается более чем на 250 км вдоль разлома Найла и состоит из нескольких офиолитовых тел: Барлик, Хонгулеленк, Хебукесайр, возраст которых соответствует ордовикскому [27, 34, 36]. Позднекарбонно-раннепермский полимиктовый меланж III типа, разделяющий тектонические чешуи. Совместно они трассируют зоны молодых сдвигов и доминируют в регионе, ограничивая в целом Чарский офиолитовый пояс. Тектонические чешуи и блоки пород внедрены в зону сдвигообразования из окраин столкнувшихся континентов.

Чарский офиолитовый пояс находится среди осадочно-вулканогенных образований девонско-раннекарбонного возраста (см. рис. 3). Нами они рассматриваются как фрагменты раннекарбонной системы аккреционных призм преддугового прогиба, оторванные, вероятно, с окраин Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов при формировании Чарской сдвиговой зоны [5, 33].

В Западной Джунгарии (см. рис. 2) выделяются несколько палеозойских островных дуг, аккреционных призм и офиолитовых зон, которые окон-

чательно были совмещены в конце карбона [27, 34, 36]. Офиолиты характеризуют фрагменты океанической коры позднего кембрия — раннего ордовика и силура — раннего девона. Они, как и в Чарском поясе, сильно деформированы и представлены перидотитами, габброидами, лавами, серпентинитовыми меланжами. Геохимическая характеристика базальтов соответствует условиям их образования в примитивных островных дугах, срединно-океанических хребтах и океанических поднятиях. 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 зонам показывает, что они являются фрагментами единого палеозойского аккреционного комплекса, сильно усложненного позднекарбово-раннепермскими и более поздними сдвигами. Об этом свидетельствует близкий возраст и состав офиолитов Чарской зоны и Западной Джунгарии. Различие между ними заключается в современном структурном положении. Так офиолиты Чарского пояса и экзотические террейны островодужного состава в форме узких пластин локализованы в зоне межконтинентального сдвига, а офиолиты Западной Джунгарии совместно с мощными пластинами островодужных образований и аккреционных комплексов формируют закономерную сдвиго-надвиговую структуру позднепалеозойского возраста, погружающуюся на север [27, 34, 36]. Совместно с Чингиз-Тарбагатайским (Джунгарским) правосторонним сдвигом, чешуйчатая структура Западной Джунгарии образует систему сдвигов и дуплексов. Дуплексы могли быть сформированы на краю Джунгарского микроконтинента (см. рис. 2).

Иртышско-Курчумская зона сдвигов (рис. 2, 4) 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, бластомилонитов и филлитовых зеленых сланцев. В строении меланжево-чешуйчатой структуры принимают участие породы контактирующих террейнов: Калба-Нарымского и Рудно-Алтайского, а также докарбовые метаморфические образования Курчумского блока (тектонической пластины), который мог попасть в зону сдвиговых деформаций, отколовшись от Алтае-Монгольского микроконтинента. Главными структурными элементами зоны сдвигов являются Курчумская метаморфическая пластина и Иртышская зона смятия и метаморфизма.

Наиболее крупное тело Курчумских метаморфических пород расположено между озерами Маркаколь и Зайсан, где ширина его выхода на поверхность достигает 70 км.

По юго-западному обрамлению Курчумского хребта вблизи Зайсанской впадины нами изучалась чешуйчатая структура, сформированная сдвигами с многочисленными проявлениями признаков левостороннего движения [15, 27, 34, 36, 41]. В строении структуры участвуют крупные тектонические пластины рассланцованных черносланцевых пород такырской свиты Калба-Нарымского террейна. Между ними расположены линейные чешуи пород, представляющие раннекарбовые островодужные образования

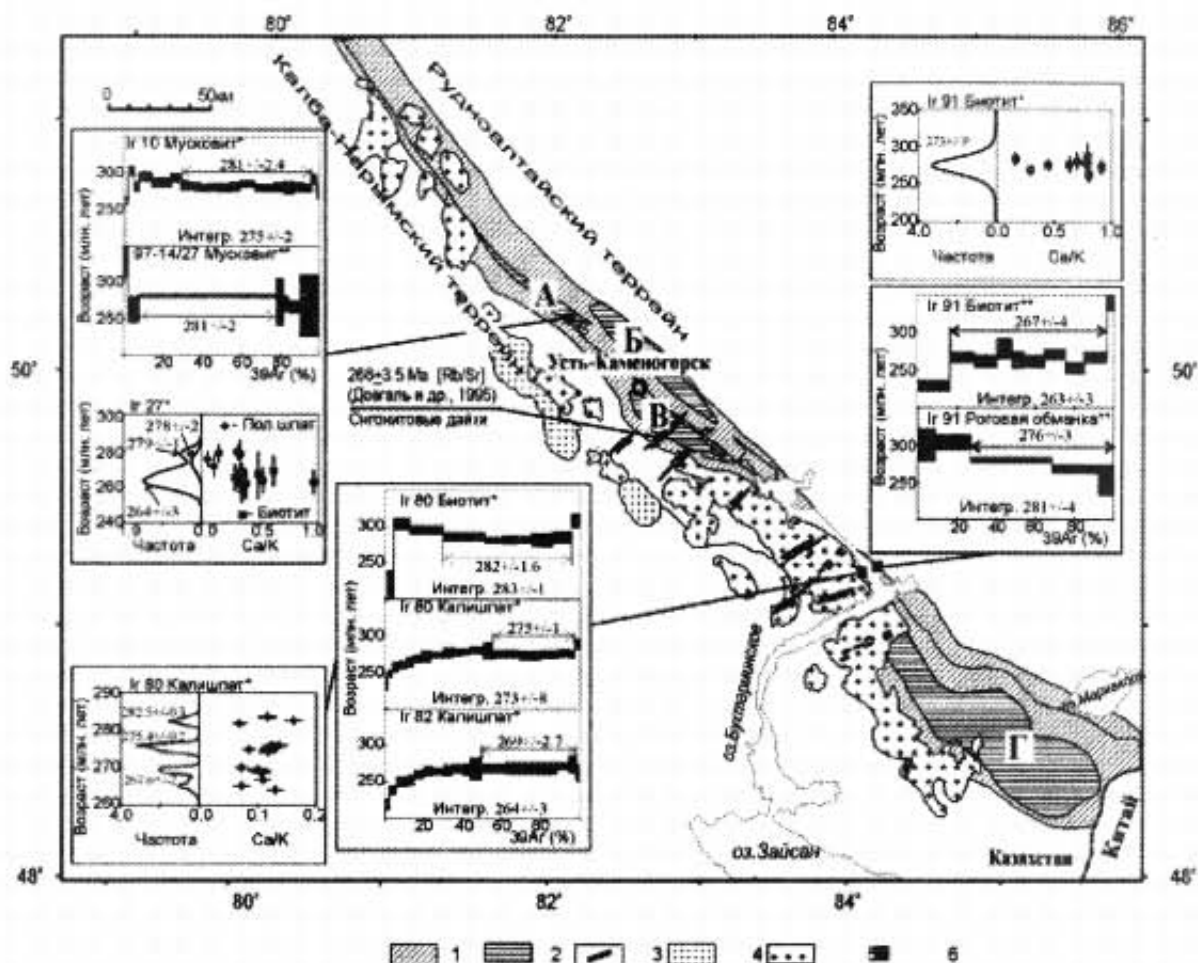


Рис. 4. Геологическая схема Иртышско-Курчумской сдвиговой зоны с геохронологическими данными [28]

1 — blastsmilonity epidot-amfibolitovoy i zelenoslancevoy facyi, 2 — tektonicheskiye linyzy vysokometamorfizovannykh porod: А — Predgor'nyy, Б — Sogrin'skiy, В — Chечek'skiy, Г — Курчумский, 3 — дайки онгонитов, основных пород и лампрофиров, 4 — Монастырский гранитоидный комплекс, 5 — Калбинский гранитоидный комплекс, 6 — места отбора образцов.

Во вставках — диаграммы ³⁹Ar-возраста, показывающие результаты ступенчатого отжига, диаграммы Са/К-возраста, показывающие результаты лазерной абляции с дополнительной интегральной плотностной вероятностью (для 95% интервала достоверности). Датирование проводилось в Свободном университете Брюсселя, Бельгия и в Объединенном Институте геологии, геофизики и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия. "Интегр." означает интеграционный возраст газа

(лавы, лавобрекчии и туфы андезито-базальтового, андезитового и риолитового состава, вулканомиктовые конгломераты, песчаники и алевролиты). Местами, вблизи п. Курчум, пространство между тектоническими телами занимают серпентинитовые меланжи и сланцы.

Характерно, что Курчумско-Иртышская чешуйчато-меланжевая зона трассируется дайками и субвулканическими телами карбоновых габбро-диоритов, которые встречаются среди всех структурных единиц чешуйчато-меланжевой зоны и не выходят за ее пределы. Вероятно, эти дайки были сформированы до крупноамплитудных сдвиговых деформаций и характеризуют геодинамическую обстановку первоначального положения аллохтонных единиц зоны. В свою очередь чешуйчато-меланжевая струк-

тура совместно с карбоновыми дайками прорвана раннепермскими гранитами Калбинского комплекса и дополнительно реактивирована с формированием зон рассланцевания, выраженных преимущественно кварц-мусковитовыми и мусковитовыми линейными агрегатами.

Таким образом, в истории формирования Курчумско-Иртышской зоны сдвигов выделяются как минимум два этапа: позднекарбонovo-раннепермский (после внедрения габбро-диоритов — до внедрения калбинских гранитов) и собственно пермский (после внедрения калбинских гранитов). Таким образом, можно сделать предварительное заключение, что калбинские граниты сформировались синхронно со сдвигами Курчумско-Иртышской зоны и являются гранитной магмой, внедрившейся в присдвиговую зону растяжения и захватившей при этом бортовые части. Отдельные интрузии прорывают и осевую зону сдвигов. Исходя из возраста калбинских гранитов в 270–290 млн лет и геометрии линейных интрузивных тел, отходящих под острым углом от осевой зоны сдвигов на северо-запад, можно сделать заключение, что в ранней перми существовали левосторонние смещения.

Многочисленные структурные признаки сдвиговых деформаций указанного типа широко представлены в осевой зоне смятия. После внедрения калбинских гранитов сдвиговые деформации продолжали развитие, что выразилось в их катаклазе и разгнейсовании. В районе Бухтарминского водохранилища на Васильевском полигоне [15] установлена структурно-метаморфическая зональность и направленное усиление стресс-метаморфизма калбинских гранитов по мере приближения к Иртышской 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 бластомилониты и милониты гранитного состава. Они контактируют с биотитовыми кристаллическими сланцами и гнейсами осевой зоны сдвигов. Кристаллические породы и гнейсы вблизи контакта милонитизированы, превращены в динамосланцы, которые содержат будины первичных пород, а также “послойные” линзы разгнейсованных гранитов, аплитов и пегматитов 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 [15, 32, 37, 38, 41]. Данные [28] Ar-Ar датирования слюд, амфиболов и калиевого палевого шпата (ступенчатый прогрев и лазерная обляция) из бластомилонитов и гнейсов показало два пульса в проявлении левосторонних смещений Курчумско-Иртышской зоны в период 283–276 и 273–265 млн лет (см. рис. 4).

Таким образом, по геохронологическим и геологическим данным, Курчумско-Иртышская зона сдвигов “работала” как левосторонний сдвиг в позднем карбоне — ранней перми. Затем, после внедрения Калбинских гранитов, смещения продолжались до конца перми-раннего триаса, а затем зона смятия была реактивирована в ранней юре.

Иртышская зона смятия разделяет Калба-Нарымский и Западно-Калбинский террейны. Широко представленные комплексы преддугового прогиба и позднедевонско-раннекарбоновой аккреционной призмы от Рудно-

Алтайского, Калбы-Нарымского и Западно-Калбинского террейнов являются фрагментами единой островодужной системы Сибирского континента, но смещенные относительно друг друга по сдвигам на многие сотни километров в результате позднекарбонovo-пермской коллизии Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов (см. рис. 2).

Северо-Восточная зона сдвигов разделяет Алтае — Монгольский микроконтинент и Рудно-Алтайский террейны (см. рис. 2). В работах [9, 18, 29] 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, субстрата и гранитоидов возраст смещений по разломам устанавливается как раннепермский. Деформациям подвержены ордовикско-карбонные осадочно-вулканогенные породы, а также позднекарбонные гранитоиды Змеиногорского комплекса. Зона смятия залечивается плутонами позднепермско-триасового возраста (Саввушинским, Тигерекским) [6], возраст которых и определяет верхний предел левостороннего смещения Рудно-Алтайского террейна относительно соседних структур Горного Алтая.

Геодинамическая природа террейнов и их палеомагнитные характеристики: оценка амплитуд горизонтальных смещений по сдвигам. Горно-Алтайский террейн представлен сложным комплексом геодинамических единиц, сформированных на окраине Сибирского континента. Здесь выделены образования поздневендско-кембрийской островодужной системы, перекрытые ордовикско-раннедевонскими терригенно-карбонатными осадками шельфа пассивной окраины [13]. 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 [14], а также гранитоидных массивов [6].

Калба-Нарымский террейн расположен между Чарской и Курчумско-Иртышской зоной сдвигов. В его состав включаются поздневендско-раннекарбонные осадочные породы такырской свиты, прорванные интрузиями раннепермского Калбинского комплекса.

Такырская свита состоит из черных глинистых сланцев и алевролитов с маломощными прослоями мелкозернистых олимиктовых песчаников. Количество последних сильно возрастает вверх по разрезу, общая мощность которого превышает 1500 м. Отложение осадков связано с деятельностью турбидных потоков. Существуют различные трактовки геодинамической принадлежности свиты. По мнению [25] 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 юга-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 Салаире (см. рис. 2).

Рудно-Алтайский террейн представлен мощным разрезом девонско-каменноугольных пород. Эмско-раннеживетская часть разреза сложена терригенными породами и рифогенными известняками и содержат прослойки туфов и полимиктовых песчаников и конгломератов, которые, по нашему мнению, накапливались в преддуговом прогибе. Среди обломков отмечаются красные, лиловые, серые, черные, зеленые кремнистые породы, различные по составу вулканиты, гранитоиды, которые не известны в основании девонского разреза Рудного Алтая и представляют продукты разрушения раннедевонской островной дуги и ее фундамента, расположенных в современной структуре, вероятно, на Салаире. По набору эмской фауны и составу фаций [13] 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 [13].

С запада Рудно-Алтайский террейн отделен Иртышской зоной смятия от Калба-Нарымского и Западно-Калбинского террейнов, где широко представлены комплексы преддугового прогиба и аккреционной призмы позднедевонско-раннекарбонного возраста [13]. Образования Рудно-Алтайского, Калбы-Нарымского и Западно-Калбинского террейнов являются фрагментами единой Салаиро-Алтайской островодужной системы, смещенных относительно друг друга по сдвигам на многие сотни километров в результате позднекарбонно-пермской коллизии Казахстанского и Сибирского континентов. Амплитуда сдвигового смещения для Иртышской зоны смятия оценивается исходя из мощности метаморфических пород до 1000 км [30, 40]. В свою очередь, террейны Салаиро-Алтайской островной дуги отделены Чарской офиолитовой сутурой от одновозрастных девонско-раннекаменноугольных островодужных образований Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстанско-Байкальского континента.

По данным [2] в среднем-позднем девоне Рудно-Алтайская активная окраина Сибирского континента имела СВ простирание и располагалась на $32 \pm 4^\circ$ СШ. По палеомагнитным данным средне-позднедевонская Чингиз-Тарбагатайская островная дуга Казахстанско-Байкальского континента имела субширотное простирание и сформировалась на широтах $21 \pm 4^\circ$ СШ. Ее совмещение с Рудно-Алтайской островной дугой вдоль палеомеридиана оценивается в 650–1650 км [2]. Таким образом, минимальная суммарная амплитуда левосторонних смещений вдоль Чарской и Иртышской зон составляет эту величину.

Заключение

Охарактеризованные в статье разломные сдвиговые зоны разделяют Рудно-Алтайский, Калбы-Нарымский и Западно-Калбинский террейны Салаиро-Алтайской островодужной системы Сибирского континента. Амплитуда сдвигового смещения для Иртышской зоны смятия оценивается до 1 000

км [30, 40] В свою очередь, девонско-раннекаменноугольная Салаиро-Алтайская островная дуга отделена Чарской сдвиговой зоной от разновозрастных островодужных образований Чингиз-Тарбагатайской островодужной системы Казахстанско-Байкальского континента. По палеомагнитным данным [2] в последевонское время Чингиз-Тарбагатайская островная дуга сместилась относительно Рудно-Алтайской островной дуги вдоль палеомеридиана на 650–1650 км, что указывает на минимальную суммарную амплитуду левосторонних смещений вдоль Чарской и Иртышской сдвиговых зон.

Таким образом, корреляция и обобщение структурных, палеомагнитных и геохронологических данных по Восточному Казахстану показывают определяющую роль крупноамплитудных позднепалеозойских сдвиговых перемещений, сформировавших окончательную структуру этих регионов. Сдвиговые деформации формируют коллаж террейнов, образованный в позднем карбоне — перми при столкновении Казахстанско-Байкальского и Сибирского континентов. В результате коллизий девонско-раннекарбонные островодужные окраины континентов разделились сдвигами и сопряженными надвигами на множество террейнов, которые перемешались друг с другом, нарушив первичную палеогеографическую зональность, созданную эволюцией Палеоазиатского океана. Коллизия континентов проявилась в полосе шириной более чем 400 км и сопровождалась левосторонними перемещениями вдоль Чарской офиолитовой зоны, Иртышской и Северо-Восточной зон смятий. Возраст деформаций закономерно омолаживается в сторону внутренней части Сибирского континента, реология изменяется от пластических метаморфических деформаций в Иртышско-Курчумской зоне смятия до хрупко-пластических деформаций в условиях динамометаморфизма в Северо-Восточной зоне смятия; амплитуда движений по сдвигам уменьшается в этом же направлении от нескольких тысяч километров до первых сотен — десятков километров.

1. Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др. Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и Геофизика, 1994, т. 35, № 7-8, С. 8–28.

2. 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

3. Буслов М.М. Террейновая тектоника и геодинамика складчатых областей мозаично-блокового типа (на примере Алтае-Саянского и Восточно-Казахстанского регионов): Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 1998, 44 с.

4. Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строеие и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000, т. 41, N 3, с. 383–398.

5. Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В. и др. 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.

6. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П. и др. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 4, С. 715–729.

7. Волкова Н.Н., Тарасова Е.Н., Полянский Н.В., Травин А.В., Юдин Д.С. Геохимия и $^{39}\text{Ar}-\text{Ar}^{40}$ возраст включений высокобарических пород в серпентинитовом меланже Чарской зоны // Материалы совещания: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса, вып.2. Иркутск: издательство Института географии СО РАН, 2004, С.76–80.

8. Диденко А.Н., Моссаковский А.А., Печерский Д.М. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 78, С. 59–75.
9. Дистанов Э.Г. О роли сдвиговых движений и формировании Северо-Восточной зоны смятия Алтая и локализацией в ней полиметаморфического оруденения // Геология и геофизика, 1962, №2, С. 52–56.
10. Добрецов Н.Л., Пономарева Л.Г. Новые данные о составе и возрасте фундамента Зайсанской геосинклинали // Геология и геофизика, 1969, №3, С. 121–125.
11. 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.
12. Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и Геофизика, 2007, т.48, N1, С. 93–108.
13. Елкин Е.А., Сенников Н.В., Буслов М.М. и др. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994, № 7-8. т. 35, С. 118–145.
14. Ермолов П.В., Добрецов Н.Л., Полянский Н.В. и др. Офиолиты Чарской зоны // Офиолиты. — Алма-Ата: Наука КазССР, 1981. — С. 103–178.
15. Зиновьев С.В. Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1992, 130 с.
16. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Натанов Л. М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М., Недра, 1990, т. 1, 327 С., т. 2, 334 с.
17. Ивата К., Ватанабе Т., Акияма М., Добрецов Н.Л., Беляев С.Ю. Палеозойские микрофоссилии из Чарского пояса (Восточный Казахстан). Геология и геофизика, 1994, № 7–8, т. 35, С. 145–152.
18. Мохов В.А. Зональность динамометаморфизма Лениногорского рудного района (Рудный Алтай) // Структура линейных зон динамометаморфизма. Новосибирск: ИГиГ СО АН, 1988, С. 100–108.
19. Паталаха Е.И. Генетические основы морфологической тектоники. Алма-Ата, Наука КазССР, 1981. 175 с.
20. Паталаха Е.И. Тектонофациальный анализ складчатых сооружений фанерозоя (обоснование, методика, приложение). М., : Недра, 1985. 168 с.
21. Паталаха Е.И., Смирнов А.В., Коробкин В.В. Тектонофаии Казахстана: (пояснительная записка к тектонофациальной карте масштаба 1: 1 500 000). Алма-Ата: Наука КазССР, 1986. 120 с.
22. Паталаха Е.И., Лукиенко А.И., Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. Киев, 1995. 159 с.
23. Печерский Д. М., Диденко А. Н. Палеоазиатский океан, М.: ОИФЗ РАН, 1995, 298 с.
24. 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.
25. Ротараш И.Л., Гредюшко Е.А. История формирования и строения серпентинитового меланжа Зайсанской складчатой области // Геотектоника, 1974, №4, С. 73–79.
26. Сафонова И.Ю., Буслов М.М., Кох Д.А. Фрагменты океанической коры Палео-Азиатского океана в Горном Алтае и Восточном Казахстане: геохимия и структурное положение // Литосфера, 2004, № 3, С. 84–96.
27. Сучань С., Джун Г., Яоцин и др. Глаукофан-сланцевые пояса и их тектоническое значение в орогенических поясах Северо-Западного Китая // Геология и геофизика, 1994, №7-8, С. 200–216.
28. Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование деформаций в Иртышской зоне смятия (Восточный Казахстан). Геохимия, 2001, N. 12, С. 1347–1350
29. Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерциевские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37, №11, С. 61–70.
30. Шенгер А. М. Дж., Натальин Б. А., Буртман В. С. Тектоническая эволюция Алтаид // Геология и геофизика, 1994, т. 35, № 7–8, С. 41–58.

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

32. *Buslov M.M., Delvaux D., Matton C. et al.* Tectonics and kinematics of the Irtysh shear zone and Zaisan depression, East Kazakhstan. // Continental rift basins. Belgian Ministry of Science FRFC-IM "Tectorift", FKFO Continental slenken, BIGER, 1996, P. 1–31.

33. *Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al.* 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.

34. *Chi Z., Mingguo Z., Allen M.B. et al.* Implications of Paleozoic ophiolites from Western Junggar, NW China, for the tectonics of Central Asia. // *Jour. Geol. Soc., London*, vol. 150, 1993, P. 551–561.

35. *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, N10, P. 27–32.

36. *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.

37. *Melnikov A., Delvaux D., Travin A., Buslov M. et al.* 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.

38. *Melnikov A., Travin A., Plotnikov A. et al.* 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.

39. *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 tting // *Gondwana Research*, 2004. V. 7, N. 3, . 771–790.

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

41. *Vladimirov V., Melnikov A., Plotnikov A. et al.* 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.

Кінематику й динаміку найбільших розломних зон Східноказахстанської складчастої області охарактеризовано базуючись на структурних, палеомагнітних і геохронологічних даних. В результаті закриття Палеоазійського океану за пізнього карбону-пермі відбулася колізія західної ланки Казахстансько-Байкальського складеного континенту із Сибірським континентом. Вона проявилася у смузі понад 400 км завширшки, супроводжувалася лівостороннім переміщенням вздовж Чарської офіолітової зони, Іртишської та Північно-Східної зон зім'ять. Вік деформацій закономірно омолоджується на схід, амплітуда переміщень по зсувам зменшується у цьому ж напрямку від кількох тисяч до перших сотень кілометрів.

The paper characterizes kinematics and dynamics of the largest fault zones of East Kazakhstan based on structural, paleomagnetic and geochronological data. The Late Carboniferous-Permian closure of the Paleo-Asian Ocean resulted in collision of the Siberian continent with the western segment of the Kazakhstan-Baikal composite continent. The collision formed a more than 400 km long wide foldbelt and was accompanied by sinistral strike-slip faulting along the Chara ophiolitic zone, and the Irtysh and North-East shear zones. Both the age of the deformation and the rate of strike-slip displacement (several thousands to several hundreds kilometers) decrease from the east towards the inner parts of the Siberian continent.