

ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИЕ КОЛЛИЗИОННЫЕ СТРУКТУРЫ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

Б.М. Чиков, С.В. Зиновьев, Е.В. Деев

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

Разработана модель внутриконтинентальных коллизионных структур южной части Алтайского региона Внутренней Азии, сформированных в процессе конвергенции разномасштабных литосферных глыб Центральной Азии в эпигерцинский этап тектогенеза (поздняя пермь—мезозой—кайнозой). В основе анализа — структурно-вещественный принцип (конфигурация геологических тел и степень их деформированности, концентрации деформационных структур, распределения деформационно-метаморфических характеристик, формации тектонитов). В числе основных тектонических категорий модели: 1) глыбовые массивы, состоящие из крупных блоков слабдеформированного палеозойского субстрата и межблоковых деформационных зон более молодого возраста; 2) коллизионные деформационные системы, включающие новообразованные (послепалеозойские) структуры, конформные системы зон разломов, а также реликтовые линзы субстрата палеозойского и 3) морфологически обособленные деформационно-метаморфические зоны, представленные преимущественно формациями тектонитов.

Внутриконтинентальная коллизия, эпигерцинский тектогенез, стресс-метаморфизм, Большой Алтай, Внутренняя Азия.

MESOZOIC AND CENOZOIC COLLISIONAL STRUCTURES OF THE SOUTHERN GREAT ALTAI

B.M. Chikov, S.V. Zinov'ev, and E.V. Deev

We suggest a model of the continental collisional framework of the southern Great Altai (Central Asia) produced by the convergence between the Tuva-Mongolia and Janggaria terranes (microplates) during the latest Permian-Mesozoic-Cenozoic tectonic activity. The collisional structures in the region classified on the basis of their geometry and deformation style, dynamic metamorphism, and compositions of tectonites are of three main types: (1) mosaic terranes made up of large weakly deformed Paleozoic blocks separated by younger shear zones, (2) collisional deformation systems involving post-Paleozoic structures, parallel faults oriented along collisional deformation systems, and relict lenses of Paleozoic orogenic complexes, and (3) isolated zones of dynamic metamorphism composed mostly of collisional tectonites.

Continental collision, Mesozoic-Cenozoic tectonic events, dynamic metamorphism, Great Altai, Central Asia

ВВЕДЕНИЕ

Термином „Большой Алтай“ авторы обозначают регион Внутренней Азии, включающий горные сооружения Горного и Рудного Алтая (Россия, Казахстан), Синьцзяна (Китай) и Монгольского Алтая. Горные хребты и массивы Большого Алтая образуют единую горно-складчатую систему в форме клина, расширяющегося к северу. Она начала формироваться на западе мезозойского Центрально-Азиатского континента в триасе—начале юры [Боголепов, 1967] и продолжает эволюционировать в настоящее время. Внутриконтинентальные коллизионные взаимодействия геоблоков земной коры после закрытия палеоокеана [Берзин и др., 1994; Добрецов, 2003] приняты за исходную точку отсчета. А все последующие взаимодействия литосферных глыб джунгарской и тувинской групп уже континентальной коры условно обозначаются термином „неоколлизионный“ этап (как противопоставление океанической стадии).

Большой Алтай входит в состав Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и характеризуется сложным геологическим строением и длительной историей тектонического развития. В последние десятилетия структура ЦАСП рассматривается с позиций теории литосферных плит. Соответственно отечественными и зарубежными учеными в значительной степени исследована палеозойская [Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Şengör, Natal'in, 1996; Buslov et al., 2001; Badarch et al., 2002; Windley et al., 2002; Добрецов, 2003; Kovalenko et al., 2004; Xiao et al., 2004] и кайнозойская [Cunningham et al., 1996, 2003; Cunningham, 1998, 2005; Новиков, 2004] структура Алтая, результатом чего явились многочисленные геологические, тектонические и геодинамические модели.

Мезозойская структура региона менее изучена. На сегодняшний день моделей строения Алтая, сформировавшегося в результате послегерцинского тектогенеза, практически нет. Различными исследователями рассматриваются лишь отдельные аспекты мезозойской структуры Алтайского региона, касающиеся геодинамических реконструкций [Буслов и др., 2003; Buslov et al., 2004], интрузивного магматизма [Владимиров и др., 1997, 2003; Добрецов и др., 2005] и т. п. Поэтому в предлагаемой статье основное внимание авторов будет сосредоточено на выявлении закономерностей строения Большого Алтая на пермско-мезозойском и, в меньшей степени, кайнозойском этапах его развития.

К середине XX столетия считалось установленным, что герцинский этап формирования земной коры Алтая завершился в позднем палеозое [Нехорошев, 1966; Тектоника..., 1966], а индикатором этого завершения было внедрение гранитоидов позднепалеозойского возраста. К началу текущего столетия получил распространение сценарий эволюции земной коры Алтая на основе представления о закрытии Палеоазиатского океана с формированием аккреционно-коллизионных структур региона в условиях конвергенции разномасштабных литосферных глыб Центральной Азии [Берзин и др., 1994; Добрецов и др., 1995; Буслов и др., 2003; Владимиров и др., 2003; Добрецов, 2003]. Идея внутриконтинентальной конвергенции указанных глыб с последующими неоколлизионными взаимодействиями и образованием межглыбовых систем Алтая развивается и авторами [Чиков и др., 2004; Зиновьев и др., 2005].

Целью предлагаемой статьи является создание геолого-структурной модели Большого Алтая, учитывающей суммарные эффекты тектогенеза. Работа ориентирована преимущественно на анализ преобразования региональной структуры коры и стресс-метаморфизма породных масс Алтая в мезозое и кайнозое (наряду с элементами унаследованности от предшествующих этапов).

КРАТКИЙ ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ

Мысль о том, что тектоническое устройство Внутренней Азии подобно коллажу, состоящему из относительно стабильных глыб и разделяющих (или сшивающих) их складчатых систем и поясов обсуждается в литературе уже многие десятилетия. Вероятно, впервые идею комбинации крупных остаточных масс бывшей Синийской платформы и вновь образованных складчатых зон высказал Э. Арган [1935], а развил ее Ю.М. Шейнманн [1937]. Идею коллажа в середине XX в. обстоятельно развивал В.М. Сеницын [1955], а также китайские геологи Хуан Цзы-цин, Ли Сы-гуан и другие; Чен Гоуда [Chen Gouda, 1988], называл такой тип региональной структуры „активизированной платформой“ и в основе своих структур-„дива“ предполагал остаточные блоки платформенного типа. Разработка идеи тектонического коллажа с использованием терминологии концепций геосинклиналей и орогенеза продолжалась и позднее. В итоге был накоплен большой опыт сравнительного анализа подобных структур; в качестве примеров укажем тектонические карты Евразии (1966) и Китая (1979), а также монографическое исследование сравнительной тектоники срединных (мозаично-глыбовых) массивов в складчатых сооружениях континентов, в том числе в эпиплатформенных складчатых системах Внутренней Азии [Чиков, 1978].

Развитие геодинамической концепции позволило дополнить известные схемы региональной тектоники Азии главным образом в отношении динамики литосферы, движущих сил, условий и механизмов коллизионного структурообразования в коре; появились новые системы понятий и терминов. В числе первых схем коллизии Индо-Австралийской и Евразийской плит следует отметить схему Молнара и Таппонье [Molnar, Tapponnier, 1975]. Позднее идеи тектоники плит при анализе „коллажа“ региональной тектоники Внутренней Азии стали преобладающими [Zhang et al., 1984; Sengör et al., 1993; Sengör, Natal'in, 1996; Добрецов, 2003] и структура азиатского континента стала рассматриваться как результат последовательного столкновения (коллизии) континентов и микроконтинентов, а также их аккреции в течение палеозоя и мезозоя [Ren, 1989; Kimura et al., 1990; Allen et al., 1992; Моссаковский и др., 1993; Şengör et al., 1993; Берзин и др., 1994; Windley et al., 2002; Буслов и др., 2003; Kovalenko et al., 2004; Xiao et al., 2004].

Регион Большого Алтая часто относится к области мозаичного (аккреционно-складчатого) типа, структурная основа которой была сформирована преимущественно в палеозойское время [Моссаковский и др., 1993; Добрецов, 2003]. Здесь складчатые системы перемежаются с участками сложных деформаций и чешуйчато-покровных структур небольших масштабов, а также включают фрагменты более древних блоков. Коллизионные системы региона рассматриваются преимущественно с позиции кинематики движения литосферных блоков-плит [Molnar, Tapponnier, 1975; Tapponnier et al., 1982; Şengör, 1985; Hutchison, 1987] и принадлежности этих систем к окраинно-континентальным, субдукционным или иным геодинамическим обстановкам [Ren, 1989; Берзин, Кунгурцев, 1996].

В последние десятилетия XX—начале XXI вв. продолжается накопление новых данных региональной геологии, углубленно исследуются различные формационные комплексы и их метаморфизм, кинетика и кинематика структурообразования на различных иерархических уровнях наблюдения. Особое значение приобретает совершенствование методики диагностики породных ассоциаций и их возраста, детальное исследование механизмов разномасштабных деформаций земной коры и развития коллизионного процесса (коллизия в физическом смысле означает взаимодействие двух или более движущихся

тел при условии сближения их центров масс). Получила широкое распространение идея о том, что в условиях региональных сдвигов земной коры (зонах глубинных разломов, зонах смятия, коллизионных швах и т. п.) происходят преобразования минеральных масс повсеместно и в крупных масштабах. Было показано, что подобные зоны играют роль не только особых систем „проницаемости“, массопереноса флюидов и магматических расплавов, они также являются крупными деформационно-метаморфическими зонами, в которых механическая энергия трансформируется в тепловую; колоссальную роль играет механохимическая активизация реакций стресс-метаморфизма и т. п. [Чиков, 1992].

Авторы настоящей статьи развивают идею о том, что в наблюдаемой структуре Большого Алтая значительную роль играют структурные элементы преимущественно мезозойско-кайнозойского этапа эволюции земной коры. Это результат внутриконтинентальных коллизионных взаимодействий крупных геоблоков Центральной Азии с широким проявлением сдвиговых деформаций. Об этом свидетельствуют не только наши наблюдения [Chikov et al., 1999; Чиков, Зиновьев, 1996; Зиновьев и др., 2005], но и данные других исследователей [Буслов, Казанский, 1996; Cunningham, 1998; Буслов и др., 2003; Cunningham et al., 2003; Buslov et al., 2004; Владимиров и др., 2005].

МЕТОДИКА АНАЛИЗА

Авторские построения основаны на многолетних полевых исследованиях региона, в процессе которых основное внимание уделялось проявлениям коллизионного динамометаморфизма породных комплексов, тектонике деформационно-метаморфических зон, а также тектоническому районированию региона. Региональные принципы анализа эпигерцинской коллизионной тектоники разработаны авторами на примере Горного Алтая, где были выделены крупные коллизионные системы, включающие деформационно-метаморфические зоны и реликтовые блоки каледонско-герцинского субстрата [Чиков, Зиновьев, 1996; Chikov et al., 1999]. Эти принципы наряду с результатами ревизионных работ положены в основу обсуждаемых построений (см. далее). Методика включает анализ распределения реальных структурно-вещественных характеристик геологической среды с учетом стиля и концентрации механических деформаций, степени деформированности породных тел, динамометаморфизма породных масс, качественного минерального преобразования и возраста перехода в категорию метаморфических пород, но без приемов восстановления „первичного“ состояния.

Вместе с тем принципиально важной методической процедурой регионального анализа является ревизия материалов систематических геологических съемок м-ба 1:200 000, проведенных геологическими службами СССР в 50—60-х годах прошлого столетия, а также опубликованных геологических карт Монголии (1978) и Сийнцзяна (1989). Необходимость ревизии была вызвана тем, что при составлении геологических карт Алтайского региона широко использовались приемы восстановления первичного состава и возраста пород без учета метаморфизма. В результате этих процедур породные комплексы с контрастным метаморфизмом даже до уровня эпидот-амфиболитовой фации рассматривались в качестве стратиграфических или интрузивных аналогов. В связи с тем, что эпигерцинская (неоколлизионная) система Алтайского клина формировалась на структурном субстрате палеозойского, исходный состав и возраст формаций палеозойского и более древнего возраста в значительной степени характеризуют состояние субстрата, а коллизионный (стрессовый) метаморфизм — формации собственно коллизионных структур.

Проблема восстановления первичного состава и ложной диагностики генезиса и возраста пород характерна не только для Алтая; она неоднократно обсуждалась в различных изданиях [Савельев, 1977; Эпигенетические преобразования..., 1987]. Соответственно ревизионно-тематические работы осуществлялись авторами в процессе сравнительного анализа различных источников с учетом первичных материалов; контроль камеральной ревизии периодически проводился в процессе полевых работ, начиная с 1980-х годов [Чиков и др., 1991].

Наметились новые подходы в области структурного анализа, основанные на детальном исследовании структурных ансамблей и типизации структурно-вещественных парагенезов, а также на результатах физического моделирования и учета характера деформации неоднородных сред [Дергунов, 1981; Зиновьев, 1992; Родыгин, 2001; Морозов, 2002; Семинский и др., 2005]. В связи с исследованием коллизионных структур особого внимания требуют области развития так называемой изоклинальной складчатости. Образование таких складок противоречит принципам механики деформации неоднородных сред, поэтому при картировании зон смятия так обозначались чаще всего зоны параллельно-литонной отдельности и интенсивного кливажа течения динамометаморфических комплексов.

Показательна также конфигурация гранитоидных плутонов на геологических картах (рис. 1). В участках относительно слабого коллизионного воздействия на субстрат массивы палеозойских гранитов имеют квазиизометричную форму; иногда наблюдается блоково-линзовидное перемещение их фрагментов по разломам (см. рис. 1, А, Б). В зонах интенсивной механической переработки и стресс-метаморфизма палеозойского субстрата тела „гранитов“ представлены преимущественно апогранитными тектони-

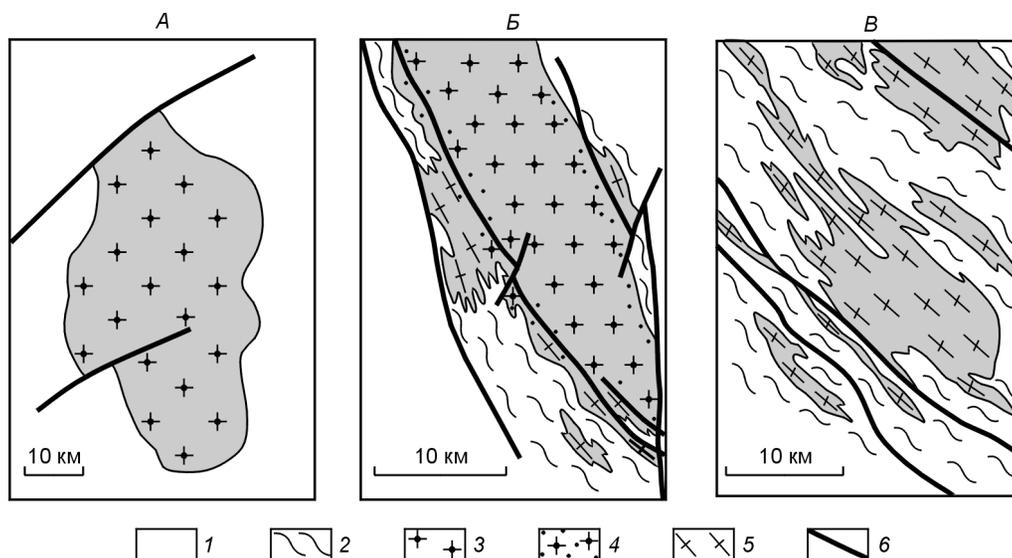


Рис. 1. Основные морфологические типы интрузивных тел:

A — изометричные контуры интрузивных массивов в неметаморфизованной среде (Монголия, восточнее оз. Даян-Нур); *Б* — крупнопорфировидные граниты, переходящие в катаклазированные граниты и гнейсограниты с линзовидно-фестончатыми контурами в краевых частях (Монголия, внутренняя часть Кобдинского массива); *В* — ленточно-линзовидные и линзовидно-фестончатые обособления гнейсогранитов в тектоносланцах (Китай, Синдзян).

1 — неметаморфизованные толщи, 2 — тектоносланцы по осадочно-вулканогенным породам; 3 — граниты, 4 — апогранитные катаклазиты, 5 — апогранитные кристаллические сланцы и гнейсы; 6 — разломы.

тами (динамокластиты, кварц-полевошпатовые тектоносланцы, очковые гнейсы и пр.), а их обособления имеют линзовидно-ленточную и линзовидно-фестончатую формы с выраженной анизотропией (см. рис. 1, *В*). Поэтому при ревизионном геолого-структурном анализе с целью выделения неколлизийных структур существенное значение имеют степень дислокационного метаморфизма палеозойских пород, распределение новообразованных динамометаморфических породных ассоциаций, конфигурация пространственно перераспределенных фрагментов палеозойских структур, а также распределения концентратов крупных разрывов (сдвигов, надвигов и пр.).

МЕХАНИЗМЫ КОЛЛИЗИОННОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Представляется, что допермская геологическая структура Большого Алтая, сформированная в результате закрытия палеоокеана и герцинского орогенеза [Берзин и др., 1994; Buslov et al., 2001, 2004; Владимиров и др., 2003, 2005; Добрецов, 2003], последовательно эволюционировала в условиях внутриконтинентальной конвергенции Джунгарского и Тувино-Монгольского глыбовых массивов (микроконтинентов).

В северной части региона преобладало сближение в субширотном направлении, а в центральной — по оси СВ—ЮЗ; в Монгольском Алтае эта ориентировка постепенно становится субмеридиональной. В результате конвергенции глыб и коллизийных взаимодействий в межглыбовой области на субстрате тектонических комплексов палеозойского сформировалось горно-складчатое сооружение земной коры, или послегерцинская неколлизийная система Алтая (рис. 2). В северном направлении поперечные размеры системы увеличиваются, а структура усложняется. Эта клиновидная система имеет морфологическое выражение как в рельефе поверхности Земли, так и в структуре литосферы до глубин не менее 300 км [Бушенкова и др., 2003]. Максимальная мощность коры здесь достигает 60 км, что на 15—20 км превышает среднюю мощность коры обрамляющих впадин [Zorin et al., 1990]. Увеличение мощности коры Алтайского клина является следствием конвергенции глыбовых массивов. Принципиальная схема распределения и ориентировки напряжений в области их конвергенции показана на рис. 3. Морфологическим результатом конвергенции глыбовых массивов является образование горных систем Большого Алтая с клиньями выжимания (рис. 4, *А*). К основным геодинамическим проявлениям коллизийных процессов в регионе относятся: периодические импульсы катастрофических событий типа землетрясений и колебательного последствия, взаимодействия столкновения и трения разномасштабных блочных доменов, формирование зон региональных сдвигов и надвигов и, как следствие, региональное преобразование структуры геологической среды в процессе множества подобных событий мезозойско-кайнозойского времени. Общей моделью такого процесса могут служить сейсмичность региона, динамика рельефооб-

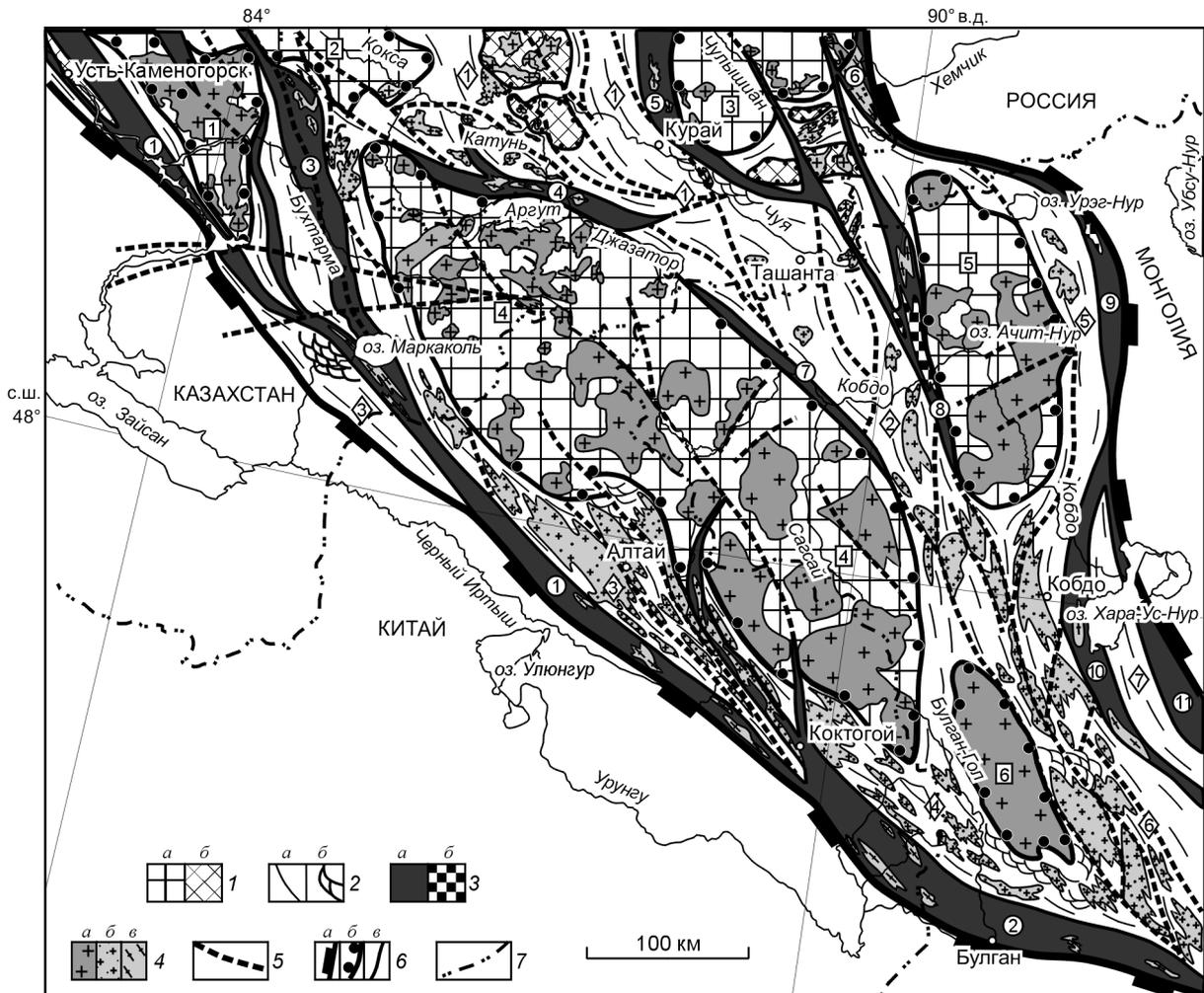


Рис. 2. Схема эпигерцинской коллизионной тектоники юга Большого Алтая.

1 — гabbровые массивы палеозойских (а) и их реликты в деформационных системах (б); 2 — неоколлизионные деформационные системы (а), в том числе со структурами транспрессии (б); 3 — деформационно-метаморфические зоны (а), в том числе апоофиолитового (б) типа; 4 — магматические плутоны блоковых массивов (а), апоинтрузивные динамокластиты деформационных систем (б), гнейсограниты, тектоносланцы и апоинтрузивные динамокластиты деформационно-метаморфических зон (в); 5 — морфологически выраженные магистральные разломы; 6 — границы Алтайского клина (а), блоковых массивов (б) и прочие (в); 7 — государственная граница.

Гabbровые массивы (цифры в квадратах): 1 — Рудно-Алтайский, 2 — Чарышско-Коксинский, 3 — Чулышманский (Западно-Саянский), 4 — Укок-Сагсайский, 5 — Ачитнурский, 6 — Борончингольский.

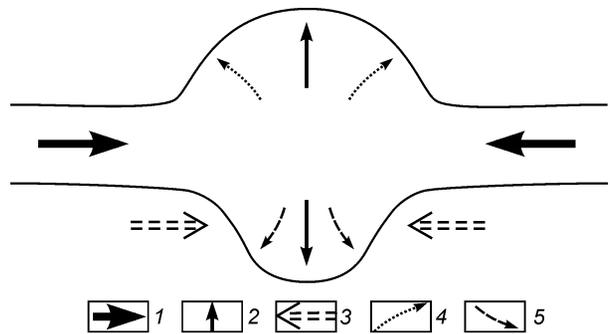
Деформационные системы (цифры в ромбах): 1 — Катунско-Чуйская, 2 — Улэгейская, 3 — Прииртышская, 4 — Булгангольская, 5 — Урэгнурская, 6 — Цэцэгнурская, 7 — Цаганнурская.

Деформационно-метаморфические зоны (цифры в кружках): 1 — Иртышская, 2 — Булганская, 3 — Бухтарминская, 4 — Чуйско-Катунская, 5 — Курайская, 6 — Шапшальская, 7 — Дуронурская, 8 — Алтан-Цугская, 9 — Хархирская, 10 — Тугрэгская, 11 — Урдгольская.

разования и сейсмодислокации на неотектоническом этапе [Жалковский и др., 1995; Cunningham et al., 2003; Новиков, 2004; Деев и др., 2005; Еманов и др., 2005; Cunningham, 2005].

Очевидно, основным деформационным режимом в процессе формирования Алтайского клина были условия регионального сжатия и сдвиговых (надвиговых) перемещений геоблоков. Но в геомеханическом отношении реализация этого режима осложняется периодическим перераспределением полей напряжений и неоднородностью реакций деформируемой среды; нередко возникают сочетания условий сжатия, растяжения и сдвига. Сдвиговые компоненты конвергенции деформируют структуру Алтая по системам синтетических и антитетических сколов с образованием асимметричных (ромбовидных) линз и пластин; краевые (фронтальные) части клиньев выжимания обрамляются „воротничковыми“ надвигами и ромбовидными блоками (см. рис. 4, А, Б). Комбинации таких геомеханических обстановок деформации часто определяют понятиями транспрессии и транстенсии, а морфологические типы структур — терминами

Рис. 3. Принципиальная схема ориентировки напряжений конвергенции (1), утолщения коры (2), сжимающих усилий нижней литосферы (3) и компенсирующих усилий в верхней (4) и нижней (5) полусферах коры.



„пальмовое дерево“, „пул-аппарт“, „сдвигораздвиг“ и т. п. [Sanderson, Marchini, 1984; Cunningham et al., 1996; Морозов, 2002; Cunningham, 2005]. Но и в этих случаях особое значение имеют зоны региональных сдвигов, в которых происходит: а) механическая деструкция породных масс до состояния катакластических сред и милонитов; б) увеличение температуры трения до условий локального плавления; в) большую роль играет механохимическая активация реакций рекристаллизации и минералообразования в дисперсных средах *in situ*. Путем суммирования частных эффектов коллизионного метаморфизма в региональных сдвигах формируются большие объемы пород динамометаморфического типа (стресс-формаций).

Ансамбли структур сжатия со сдвигом с элементами чешуйчатого строения сосредоточены как во фронтальных (краевых) частях Алтайского структурного клина, так и во внутренних зонах сжатия и разворота (Чуйско-Курайская, Шашальская, Булганская и др.). Такие ситуации нередко наблюдаются в „антиклинорных“ структурах (Кальджирская, Теректинская и др.), а также в периферических частях региональных зон сдвига (бассейны рек Чуя, Иртыш и др.). Их ранее определяли в качестве систем чешуйчатых надвигов, зон пластинчато-глыбового меланжа, систем „воротничковых“ надвигов, систем ромбовидных структур и т. п. [Бондаренко, 1976; Дергунов, Лувсанданзан, 1984; Структура..., 1990]. Примером трансенсивного типа структур служит западная и восточная окраины Чулышманского глыбового массива в районах озер Телецкое и Кара-Холь.

ВОЗРАСТ ЭПИГЕРЦИНСКИХ КОЛЛИЗИОННЫХ СОБЫТИЙ

В Алтайском регионе надежное определение геологического возраста повторяющихся коллизионных взаимодействий стало возможным только для современного этапа, когда появились средства контроля хронологии сейсмических событий [Жалковский и др., 1995; Еманов и др., 2005]. Тем не менее попытки датировать палеоколлизионные события известны и ранее [Дергунов, 1981; Моссаковский и др., 1993; Берзин и др., 1994], но они базировались не на инструментальных наблюдениях, а на анализе структурно-геологических данных.

Более древние периодические воздымания хребтов Алтайской системы (как следствие ускорений процесса сближения Джунгарского и Тувино-Монгольского глыбовых массивов) фиксируют грубообломочные отложения в разрезах юры и мела озерной (Монголия) и джунгарской (Китай) групп обрамляющих впадин [Мезозойская..., 1975; Нагибина, 1981]. В их истории развития выделяются два самостоятельных этапа — раннесреднеюрский и позднеюрско-раннемеловой. Соответственно нижне-среднеюрский осадочный комплекс Дзерегской, Ихэнсурской, Шаргаин-Гобийской и других впадин озерной группы представлен красноцветными конгломератами и гравелитами (до 1000 м), которые вверх по разрезу сменяются сероцветными песчано-глинистыми отложениями. По различным оценкам, высотные отметки рельефа Монгольского Алтая в это время составляли 2.5—3 тыс. м. Для ранней стадии позднемезозойского этапа развития впадин западной группы (Хиргиснурская и др.) характерно накоп-

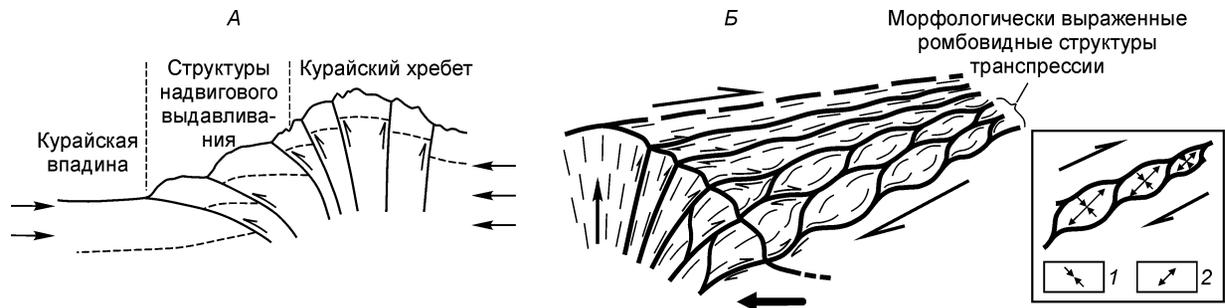


Рис. 4. Схема надвиговых структур выжимания в районе Курайского хребта (А); принципиальная схема образования ансамбля транспрессионных структур (Б).

1 — сжатие, 2 — растяжение.

ление мощных толщ глыбовых конглобрекций (до 1500—1700 м). Кроме того, в раннемеловую эпоху проявились деформации осадочного выполнения впадин и их обрамления. Эти деформации связаны со сжимающими напряжениями и имеют вид приразломных складок или чешуйчатых надвигов с амплитудами в десятки и первые сотни метров.

О региональных тектонических активизациях позднепалеозойского—раннемезозойского возраста свидетельствуют также U-Pb и Rb-Sr датировки возраста гранитоидных интрузий неоколлизионного этапа [Владимиров и др., 1997; Корреляция..., 2000]. Авторы указанных работ делают вывод, что в северной части Алтайского региона наиболее надежные определения соответствуют значениям около 243 млн лет, а в южных районах — рубежу триаса—юры; они также подчеркивают, что гранитоиды мезозойского возраста „обнаруживают тесную связь со сдвиговыми дислокациями СВ и субмеридионального простирания“ [Владимиров и др., 1997, с. 727]. Наши многолетние наблюдения в гранитоидах зон смятия Алтая однозначно указывают на то, что в этих условиях молодые даты соответствуют апогранитоидным тектонитам [Пономарчук и др., 1994; Chikov et al., 2002].

Комбинированное $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование методом ступенчатого прогрева и УФ-лазерной абляции минералов из апогранитных и апогранодиоритовых тектонитов Иртышской ДМЗ позволило выделить два крупных импульса сдвиговых деформаций с интегральной характеристикой возраста 283—276 и 272—265 млн лет [Травин и др., 2001]. Однако на приведенных в указанной работе графиках видно, что определения по биотиту и калишпату апогранитных blastsмилонитов и гнейсогранитов западного фланга Иртышской зоны имеют также значительно более молодые значения — до 220—230 млн лет. Это подтверждает ранее выполненные определения возраста апогранитных кристаллических сланцев blastsмилонитового комплекса [Пономарчук и др., 1994; Chikov et al., 2002].

Продолжением Иртышской ДМЗ в Китае и Монголии является Эргис-Булганский разлом [Zhang et al., 1996]. Здесь был сформирован комплекс динамометаморфических пород с возрастом 280—290 млн лет, определенным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом [Laurent-Charvet et al., 2003]. В метаморфических породах района Циньхе (Qinhe Area) по биотиту и мусковиту установлен возраст порядка 250 млн лет, а по биотитам и амфиболам из слюдистых сланцев, амфиболитов и ортогнейсов метаморфической зоны Фуюн (Fuyun) — от 244 до 265 млн лет [Laurent-Charvet et al., 2003]. По нашему мнению, значения 245—265 млн лет соответствуют возрасту динамометаморфизма и не противоречат вышеприведенным датам по Иртышской зоне [Пономарчук и др., 1994; Травин и др., 2001; Chikov et al., 2002].

В пределах Булганской ДМЗ обособлены метаморфические комплексы с возрастом (U-Pb метод) в $365\text{—}385 \pm 5$ млн лет [Бибикова и др., 1992; Козаков и др., 2002]. С юга эти метаморфические комплексы срезаны зонами blastsмилонитов Булганского разлома. Их возраст не определен, но можно предполагать, что время проявления этого динамометаморфизма приблизительно соответствует возрасту деформаций в сдвиговой зоне Эргис на северо-западном продолжении Булганского разлома — около 250—280 млн лет [Laurent-Charvet et al., 2003].

На периодический (импульсный) характер и множественность деформационных событий в коллизионных системах и деформационно-метаморфических зонах указывалось неоднократно [Tarronnier et al., 1990; Чиков, 1992; Harrison et al., 1995; Chikov et al., 2002]. Соответственно процесс формирования динамометаморфических комплексов в таких условиях имеет накопительный характер и растянут во времени за счет суммирования коллизионных событий по принципу телескопирования. С другой стороны, следует учитывать уже не вызывающий сомнения факт трансформации изотопных систем минералов при энергетическом воздействии на породные массы. Но специалисты при анализе результатов геохронологических измерений обычно указывают на магматический температурный фактор. Представляется, что в зонах региональных сдвигов повышение температуры связано не столько с фазами магматизма, сколько с тепловыми эффектами трения в процессе коллизионных взаимодействий блочных доменов. При этом наблюдается как удревнение, так и омоложение датировок стресс-метаморфических комплексов, сформированных по породным комплексам палеозойского возраста.

КЛАССИФИКАЦИОННАЯ ОСНОВА ТЕКТОНИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ БОЛЬШОГО АЛТАЯ

Типизация морфологических особенностей и стиля упорядоченности тектоники Алтая проведена с учетом концентраций деформационных структур, конфигурации геологических тел, а также распределения деформационно-метаморфических характеристик основных категорий эпигерцинских коллизионных структур. К ним относятся: остаточные глыбовые массивы, новообразованные *деформационные системы* и коллизионные *деформационно-метаморфические зоны*.

Глыбовые (мозаично-блоковые) массивы (ГМ) Алтайского региона разнообразны по размерам. Наиболее крупные из этих структур — Чулышманский (Западно-Саянский), Рудно-Алтайский, Укок-Сагсайский, Ачитнурский и другие обособляются между основными деформационными системами, а самые малые включаются в состав этих систем и деформационно-метаморфических зон (см. рис. 2). Обычно массивы имеют слабоудлиненную или ареальную форму в плане и представляют собой системы блоковых

структур, разделенных зонами межблоковых деформаций, что позволяет называть их мозаично-блоковыми террейнами. Близкий тектонический смысл имеют области с неметаморфизованной фанерозойской континентальной корой, включающей блоки докембрийской литосферы, выделявшиеся на территории Монгольского Алтая авторами „Карты метаморфических формаций Монгольской Народной Республики“ [Кебезинскас, Кебезинскас, 1989].

К характерным свойствам крупных ГМ относятся: а) относительно слабое преобразование палеозойских структурно-вещественных парагенезов коры в процессе конвергенции микроплит; соответственно интрузивные и осадочные формации имеют преимущественно неупорядоченно ареальное распространение на дневной поверхности; б) относительно малое количество и неупорядоченность распределения разломов; в) минимальная для региона степень коллизионного динамометаморфизма породных комплексов; г) преобладание в породных массивах системы трещин регионального кливажа, которые в крупных гранитоидных телах дополняются системами трещин кристаллизационной отдельности (веерные, обволакивающие и пр.). На геологических картах м-ба 1:200 000—1:1 000 000 наглядной индикаторной характеристикой ГМ является квазиизометричная форма обособлений крупных гранитоидных массивов в полях вмещающих пород с ареалами контактового метаморфизма (ороговикование).

Наименее подверженной динамометаморфическим преобразованиям исходного породного субстрата является структура Укок-Сагсайского блокового массива, в котором осадочные формации и гранитоиды метаморфизованы относительно слабо, а интрузии имеют ареальную форму. В его состав входят ряд террейнов Алтайшана [Windley et al., 2002] с соответствующими характеристиками разновозрастных (неопротерозойско-раннекарбонных) отложений и массивов гранитоидов.

Отдельные ГМ обнаруживают признаки частичной перестройки исходной структуры, примером которой может служить Шапшальский блок. Диагональные системы коллизионных деформаций северо-западного простирания буквально рассекают его на ромбовидные пластины. А юго-восточная окраина этой структуры представляет собой мелкоблоковое „кросшево“ с разномасштабными зонами межблоковых деформаций; она соответствует области постепенного перехода в коллизионные системы восточной окраины Монгольского Алтая (см. рис. 2). Аналогичные ситуации характерны для юго-западных и южных окраин Укок-Сагсайского и Бодачингольского массивов, прилегающих к Прииртышской коллизионной системе.

Деформационные системы (ДС) Алтая формировались (и формируются) в результате конвергенции Джунгарского и Тувино-Монгольского „микроконтинентов“ и множества последовательных коллизионных взаимодействий блочных доменов региона в течение мезозоя и кайнозоя. Наиболее крупные ДС образуют периферические зоны Алтайского клина (Прииртышская и Шапшало-Харауснурская, включающая Урэгнуурскую и Цаганнурскую ДС) или разделяют крупные глыбовые массивы (Улзгейская). Эти системы при общем северо-западном простирании разветвляются на более мелкие зоны или выклиниваются. Они включают деформационно-метаморфические зоны и относительно целостные малые блоковые структуры палеозойского субстрата. По распределению структурно-вещественных комплексов и концентраций поверхностей перемещения (сдвигов и надвигов) в пределах ДС обособляются подсистемы эшелонированных транспрессивных и трансенсивных структур. При этом часто наблюдаются сопряженные (двусторонние или односторонние) соотношения этих деформационных зон с зонами более интенсивных преобразований (см. рис. 2).

Ранее в пределах Прииртышской и Булгангольской деформационных систем (см. рис. 2) такого типа структурные зоны были выделены на территории Монголии и Китая в работе [Windley et al., 2002]; была отмечена более высокая степень преобразования и ориентированно-удлиненная форма гранитоидных тел по сравнению с гранитами блоковых массивов. Линзовидно-ленточный характер обособления тел позволяет предположить, что часть гранитов являются апогранитными тектонитами. Возраст гранитов, внедренных в метавулканические породы в 7 км западнее г. Алтай (Синьцзян), определен по цирконам как 380 ± 1 млн лет. Для плутона Ламажао установлен возраст 290 млн лет [Windley et al., 2002] и 256 ± 5 млн лет [Liu, 1993].

Для ДС характерны: а) более интенсивная по сравнению с ГМ деформация и блочное расчленение складчатых толщ и интрузивных массивов (на геологических картах гранитоидные массивы имеют удлиненную и линзовидную формы часто с разломными ограничениями); б) породные тела интенсивно механически деформированы, а для породных массивов характерны сочетания регионального кливажа, блочной отдельности и зон полного разрушения; в) при геологическом картировании отмечается множество рассредоточенных и локализованных концентраций породных масс меланжевого типа, зон катаклаза и милонитизации, в том числе с кливажем течения по границам литонов и в точках периодического взаимодействия блочных доменов; г) линии магистральных сдвигов образуют структурный каркас ДС, а зоны концентрации надвигов — характерные системы „расчешуивания“ с ареальным развитием контрастно метаморфизованных тектонитов. В то же время, несмотря на высокую степень региональной деформированности, в пределах ДС преимущественно сохраняются осадочно-слоевые и интрузивно-кон-

тактные соотношения геологических тел, что принципиально отличает деформационные системы от деформационно-метаморфических зон.

Региональные деформационно-метаморфические зоны (ДМЗ) Алтая в плане образуют веерообразную систему — каркас коллизионных швов региона (см. рис. 2). Вершина этой системы намечается в районе Баянгола (Монгольский Алтай), где блоковые массивы земной коры разделяют Прииртышскую и Шапшало-Харауснурскую периферические ветви „веера“.

В общем случае ДМЗ представляют собой полосовые концентрации множества зон механических деформаций и контрастного динамометаморфизма породных масс. На дневной поверхности эти структуры имеют линеamentный характер при субвертикальном залегании, а при пологом — обычно представлены сложной конфигурацией обнажений динамометаморфических породных масс.

К общим чертам ДМЗ относятся: а) большая протяженность (длина намного больше ширины) с четко выраженной генеральной анизотропией; б) зональная концентрация динамометаморфических породных ассоциаций; в) максимальная для региона концентрация морфологически выраженных разломов; г) проникающий кливаж течения и максимальная для региона степень стресс-метаморфизма; д) отсутствие (утрата) первичных слоевых и контактных отношений породных тел. Их индикаторные характеристики: а) литонно-полосчатый, тонколинзовидный и линзовидно-фестончатый облик породных массивов с регионально выраженной анизотропией; б) линзовидно-ленточная форма тел апоинтрузивных катаклазитов, гнейсов и амфиболитов; в) иерархические упорядоченные концентрации структур сдвигового течения в ламинарных и турбулентных формах.

К числу наиболее крупных ДМЗ относится Иртышская, которая прослеживается на многие сотни километров от Рудного Алтая через Синьцзян до Монголии; на территории Монгольского Алтая наиболее представительны Булганская, Алтан-Цугцская, Дуронурская и ряд других подобных зон (см. рис. 2). В состав юго-восточного продолжения Иртышской деформационно-метаморфической зоны на территории Китая и Монголии входит зона Эргис-Булганского разлома [Zhang et al., 1996], для которой характерно широкое развитие полосчатых милонитов, ультрамилонитов, гнейсов, милонитизированных метатупфов, метапесчаников и апоандезитовых сланцев [Windley et al., 2002; Laurent-Charvet et al., 2003; Xiao et al., 2004].

Комплексы тектонитов формируются в результате множественной последовательности разобщенных во времени коллизионных событий и являются наиболее характерным геомеханическим следствием преобразования вещества земной коры в ДМЗ.

По степени преобразования исходного породного субстрата (независимо от глубины формирования) тектониты разделены на три группы структурно-вещественных комплексов: 1) комплексы динамокластитов (меланжированные брекчии, катаклазиты, милониты, микститы), образованные в результате механического разрушения структуры породных массивов, будинажа, дробления и катаклаза пород без существенного изменения минеральной основы (*экзотектониты*); 2) преимущественно меланжево-сланцевые и бластомилонит-бластокатаклазитовые комплексы (*мезотектониты*) и 3) полнокристаллические сланцы и очковые гнейсы с контрастным сепарационно-сегрегационным разделением лейкосомы и меланосомы, а также индикаторными формами сдвигового течения (*кататектониты*).

Как правило, формационный состав ДМЗ Большого Алтая контрастно неоднородный, но по преобладающим концентрациям в их пределах породных комплексов тектонитов возможно обособление типовых звеньев-подзон: апобазит-гипербазитовых, апокарбонатных, апотерригенных, диафоритовых и пр.; в масштабе схемы отображены апоинтрузивные (преимущественно апогранитоидные и апоофиолитовые) ассоциации (см. рис. 2).

Пространственно сближенные ДМЗ имеют вид поясов, пучков, ветвлений и т. п. В поясах эти зоны разделены блоковыми массивами или областями, структурно-формационные парагенезы которых аналогичны ДС или ГМ. Примером ветвящегося пояса является Удинско-Бухтарминская концентрация ДМЗ Рудного Алтая (Северо-Восточная зона смятия, по [Нехорошев, 1956]). Этот пояс включает Змеиногорскую, Кедровско-Бутачихинскую, Бухтарминскую и другие ДМЗ и их ответвления; аналогичная поясовая концентрация образует Телецко-Курайский пояс. Показательно Маркакольское разветвление, где Бухтарминская ДМЗ „сливается“ с Иртышской, продолжаясь в Синьцзяне (Китай) в составе Прииртышской деформационной системы (см. рис. 2).

Выделенные категории коллизионных структур Большого Алтая и основные типы формационных комплексов коллизионного этапа (рис. 2) уверенно диагностируются в процессе ревизионных камеральных и полевых работ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ориентируясь на региональный стиль механических деформаций и степень деформированности геологических тел, а также на типы динамометаморфических минеральных преобразований породных

масс, авторы провели оригинальное тектоническое районирование Большого Алтая. В качестве главных тектонических категорий районирования выделены:

1) глыбовые массивы, состоящие из мозаики блоков относительно слабо деформированного палеозойского субстрата и межблоковых деформационных зон более молодого возраста;

2) деформационные (складчатые) системы, объединяющие новообразованные (послепалеозойские) складчатые зоны с конформными реликтовыми блоками (линзами) субстрата палеозоид, а также преимущественно конформные системы магистральных разломов;

3) деформационно-метаморфические зоны максимальной концентрации деформаций и динамометаморфических преобразований палеозойских породных масс; формационную основу этих зон представляют тектониты неоколлизионного этапа.

Предложенная графическая модель внутриконтинентальных коллизионных структур Большого Алтая (см. рис. 2) в принципе согласуется с построениями других исследователей [Windley et al., 2002; Laurent-Charvet et al., 2003; Xiao et al., 2004].

Качественно новым для тектоники Алтая является выделение деформационных структурных ансамблей кооперативного сочетания сжатия и сдвига, а также индикаторных структур сдвигового течения.

Природа и механизмы формирования неоколлизионной структуры Алтая интерпретируются авторами как следствия периодической конвергенции Тувино-Монгольской и Джунгарской литосферных глыбовых структур, а также энергии коллизионных взаимодействий межглыбовых блочных систем коры в мезозойско-кайнозойское время. Клиновидная форма и выявленные упорядоченности строения коллизионной структуры Большого Алтая обусловлены неравномерным сближением и ротацией разномасштабных глыбовых структур литосферы. Подобные клиновидные тектонические обособления с подчиненными системами ветвления деформационно-метаморфических зон в структуре Внутренней и Юго-Восточной Азии встречаются неоднократно. Примерами являются клиновидные структурные системы Северного Вьетнама и провинции Юннань (КНР), восточная часть пояса Циньлинь-Дабишань, Таримо-Джунгарское сближение Внутренней Азии и др.

Предполагается также, что внутриконтинентальные коллизионные события в регионе происходили по типу современного выделения сейсмической энергии с периодическими импульсами ориентированного нагружения. Периодические активизации сопровождались ударными и колебательными взаимодействиями блочных доменов, региональной перестройкой палеозойской коры и контрастным стресс-метаморфизмом пород в деформационно-метаморфических зонах. Структурно-вещественные преобразования коллизионного типа унаследованно накапливались в регионе, а также периодически возникали на новом месте (при смене поля напряжения), начиная с поздней перми и до настоящего времени. Поэтому выделяемые неоколлизионные структуры в объеме коры не имеют узкофиксированного геологического возраста, а датировка конкретных событий требует специальных исследований с большими затратами средств и времени. Интенсивность и региональный характер метаморфизма определяется эффектами механического (катаклиз и диспергирование породных масс), теплового (эффекты сухого трения) и химического (флюидизация) воздействия на блочные структуры и диспергированные минеральные среды.

В структурной модели Большого Алтая особое внимание привлекают деформационно-метаморфические зоны. Они не только образуют характерный тектонический каркас коллизионных швов Алтая, но и вмещают основную массу рудных месторождений региона (Прииртышский, Риддерский, Зыряновский, Калгутинский и другие рудные районы Алтая). Дальнейшее развитие авторской методики районирования позволило разработать метод детализации структуры рудных полей с изображением прогнозных моделей в изолиниях [Чиков и др., 2007].

Исследования проведены при поддержке РФФИ (грант 04-05-64788) и Фонда содействия отечественной науке и гранта ОИГГМ СО РАН (ВМТК № 1734).

ЛИТЕРАТУРА

- Арган Э. Тектоника Азии. М.; Л., ОНТИ НКТП СССР, 1935, 192 с.
- Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (1), с. 61—80.
- 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.
- Бибикова Е.В., Кириозова Т.И., Козаков И.К., Котов А.Б., Неймарк Л.А., Гороховский Б.М., Шулешко И.К. Полиметаморфические комплексы южного склона Монгольского и Гобийского Алтая: результаты U-Pb-датирования // Геотектоника, 1992, № 2, с. 104—112.
- Боголепов К.В. О структуре мезозойского Центрально-Азиатского континента // Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 1, с. 167—169.
- Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, Наука, 1976, 117 с. (Тр. ИГиГ, СО АН СССР, вып. 267).

Буслов М.М., Казанский А.Ю. Мезозойские сдвиговые перемещения земной коры Горного Алтая по геологическим и палеомагнитным данным // Докл. РАН, 1996, т. 347, № 2, с. 213—217.

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.

Бушенкова Н.А., Тычков С.А., Кулаков И.Ю. Исследование структуры верхней мантии Центральной Сибири и прилегающих районов на *PP-P* волнах // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (6), с. 474—490.

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

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Руднев С.Н., Хромых С.В. Геодинамика и гранитоидный магматизм коллизионных орогенов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1321—1338.

Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П., Владимиров В.Г. Пермско-триасовый магматизм, осадконакопление и геодинамика Алтайской коллизионной системы // Материалы научного совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Т. 1. Иркутск, 2005, с. 44—47.

Деев Е.В., Гибшер А.С., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 1, с. 71—74.

Дергунов А.Б. Строение каледонид и развитие земной коры в Западной Монголии и Алтае-Саянской области // Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 183—193.

Дергунов А.Б., Лувсанданзан Б. Палеотектонические зоны и надвиговые структуры Западной Монголии // Геотектоника, 1984, т. 18, № 3, с. 40—52.

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., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д. Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 5—19.

Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н. Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 4, с. 505—509.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Филина А.Г., Лескова Е.В. Пространственно-временные особенности сейсмичности Алтае-Саянской складчатой зоны // Физическая мезомеханика, 2005, т. 8, № 1, с. 49—64.

Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 20—30.

Зиновьев С.В. Стресс-метаморфические комплексы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия. Новосибирск, Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1992, 128 с.

Зиновьев С.В., Деев Е.В., Чиков Б.М. Послегерцинская эволюция структуры южной части Большого Алтая // Материалы научного совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Т. 1. Иркутск, 2005, с. 93—97.

Кепежинская К.Б., Кепежинская В.В. Карта метаморфических формаций Монгольской Народной Республики. Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1989, 43 с.

Козаков И.К., Глебовицкий В.А., Бибикина Е.В., Азимов П.Я., Киринова Т.И. Геодинамическая позиция и условия формирования гранулитов герцинид Монгольского и Гобийского Алтая // Докл. РАН, 2002, т. 386, № 1, с. 82—87.

Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области / Ред. А.Ф. Морозов. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2000, 187 с.

Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1975, 308 с.

Морозов Ю.А. Структурообразующая роль транспрессии и транстенсии // Геотектоника, 2002, № 6, с. 3—24.

Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н. Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника, 1993, № 6, с. 3—32.

Нагибина М.С. Эволюция горообразования Монголии в мезозое // Проблемы тектоники земной коры. М., Наука, 1981, с. 194—206.

Нехорошев В.П. Алтайские зоны смятия, их особенности и практическое значение // Информ. сборн. ВСЕГЕИ, 1956, с. 50—61.

Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М., Недра, 1966, 306 с.

Новиков И.С. Морфотектоника Алтая. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2004, 313 с.

Пономарчук В.А., Зиновьев С.В., Травин А.В., Чиков Б.М. Поведение аргона при стресс-метаморфизме калбинских гранитов (Иртышская зона смятия) // Докл. АН СССР, 1994, т. 337, № 4, с. 507—510.

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

Савельев А.А. Слоистость осадочных пород и ее трансформация при метаморфизме. М., Наука, 1977, 200 с.

Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2005, 293 с.

Синицын В.М. Основные черты тектоники Китая // Вопросы геологии Азии. М., Изд-во АН СССР, 1955, т. 1, с. 81—101.

Структура линеаментных зон стресс-метаморфизма / Под ред. Б.М. Чикова, В.А. Соловьева. Новосибирск, Наука, 1990, 216 с.

Тектоника Евразии (объяснительная записка к Тектонической карте Евразии, м-б 1:5 000 000) / Ред. А.Л. Яншин. М., Наука, 1966, 487 с.

Травин А.В., Бовен А., Плотников А.В., Владимиров В.Г., Тениссен К., Владимиров А.Г., Мельников А.И., Титов А.В. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирование пластических деформаций в Иртышской сдвиговой зоне (Восточный Казахстан) // Геохимия, 2001, № 12, с. 1347—1351.

Чиков Б.М. Срединные массивы и вопросы тектонического районирования складчатых сооружений. Новосибирск, Наука, 1978, 299 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 408).

Чиков Б.М. Сдвиговое стресс-структурирование в литосфере: разновидности, механизмы, условия (обзор проблемы) // Геология и геофизика, 1992 (9), с. 3—39.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика, 1996, т. 37 (11), с. 61—70.

Чиков Б.М., Горбенко В.П., Зиновьев С.В., Лапин Б.Н., Подцибаستنкова Е.А., Соловьев А.Н. Псевдосадочные и псевдовулканические образования региональных линеаментных зон Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1991 (2), с. 42—49.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Деев Е.В. Структуры внутриконтинентальной коллизии Кузнецко-Алтайского региона // Материалы научного совещания „Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)“, Т. 2. Иркутск, 2004, с. 152—155.

Чиков Б.М., Зиновьев С.В., Мамин В.И. Механические деформации и динамометаморфизм породных масс Тишинского рудного поля (Рудный Алтай) // Фундаментальные проблемы геотектоники: Материалы XI Тектонического совещания. Т. 2. М., Геос, 2007, с. 349—352.

Шейнманн Ю.М. К истории Синийского щита // Проблемы советской геологии, 1937, № 7, с. 552—564.

Эпигенетические преобразования пород и руд Сибири / Под ред. Н.Н. Амшинского, В.Г. Кореля. Новосибирск, 1987, 136 с.

Allen M.B., Windley B.F., Zhang Chi. Paleozoic collisional tectonics and magmatism of the Chinese Tien Shan, Central Asia // Tectonophysics, 1992, v. 220, p. 89—115.

Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // J. Asian Earth Sci., 2002, v. 21, p. 87—110.

Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O.T., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan Region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosci. J., 2001, v. 5, № 3, p. 203—224.

Buslov M.M., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N. Late Paleozoic-Early Mesozoic geodynamics of Central Altai // Gondwana Res., 2004, v. 7, № 3, p. 791—808.

Chen Gouda. Tectonics of China. Beijing, International Academic Publishers, Pergamon Press, 1988, 258 p.

Chikov B.M., Zinoviev S.V., Karlova S.B. Early Mesozoic collision structures in the Altai region // Geotectonica et Metallogenia, 1999, v. 23, № 1, p. 18—32.

Chikov B.M., Ponomarchuk V.A., Zinoviev S.V., Lapin B.N., Titov A.T., Travin A.V., Palessky S.V. Stress-metamorphism and isotopic age of shear zone granitoid tectonites of Irtysh shear zone (Altai region) // Geotectonica et Metallogenia, 2002, v. 26, № 1—2, p. 36—51.

Cunningham W.D. Active intracontinental mountain building in the Mongolian Altai: defining a new class of orogen // Earth Planet. Sci. Lett., 2005, v. 240, p. 436—444.

Cunningham W.D. Lithospheric controls on Late Cenozoic structure of the Mongolian Altai // *Tectonics*, 1998, v. 17, p. 891—902.

Cunningham W.D., Windley B.F., Dorjnamjaa D., Badamgarov G., Saandar M. A structural transect across the Mongolian Western Altai: active transpressional mountain building in Central Asia // *Tectonics*, 1996, v. 15, p. 142—156.

Cunningham W.D., Davies S., Badarch G. Crustal architecture and active growth of the Sutaï Range, western Mongolia: a major intracontinental, intraplate restraining bend // *J. Geodynamics*, 2003, v. 36, p. 169—191.

Harrison T.M., Leloup P.H., Ryerson F.J., Tapponnier P., Lacassin R., Chen W. Diachronous initiation of transtension along the Ailao Shan-Red River shear zone, Yunnan and Vietnam // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge, Cambridge University Press, 1995, p. 208—226.

Hutchison Ch.S. Continental growth and collision, and mineral prospecting in Southeast Asia // *Impact of Science on Society*. UNESCO, Paris, 1987, v. 145, p. 33—44.

Kimura G., Takahashi M., Kono M. Mesozoic collision-extrusion tectonics in Eastern Asia // *Tectonophysics*, 1990, v. 181, p. 15—23.

Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P., Kotov A.B., Kozakov I.K., Salnikova E.B., Larin A.M. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 605—627.

Laurent-Charvet S., Charvet J., Monie P., Shu L.S. Late Paleozoic strike-slip shear zones in eastern Central Asia (NW China): new structural and geochronological data // *Tectonics*, 2003, v. 22, № 2, p. 4/1—4/24.

Liu W. Whole rock isochron ages of plutons, crustal movements and evolution of tectonic setting in the Altai Mts., Xinjiang Uygur Autonomous Region // *Geol. Sci. Xinjiang*, 1993, № 4, p. 35—50 (in Chinese with English abstract).

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: effects of a continental collision // *Science*, 1975, v. 189, p. 419—426.

Ren Jishun. Some new ideas on tectonic evolution of Eastern China and adjacent areas // *Region. Geol. China*, 1989, v. 4, p. 289—300.

Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // *J. Struct. Geol.*, 1984, v. 6, p. 449—458.

Sengör A.M.C. East Asian tectonic collage // *Nature*, 1985, v. 318, p. 16—17.

Sengör A.M.C., Natal'in B.A. Paleotectonics of Asia: fragments of a synthesis // *The tectonic evolution of Asia* / Eds. A. Yin, T.M. Harrison. Cambridge, Cambridge University Press, 1996, p. 445—473.

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.

Tapponnier P., Peltzer G., Le Dain A.J., Armijo R., Cobbold P. Propagating extrusion tectonics in Asia: new insights from simple experiments with plasticine // *Geology*, 1982, v. 10, p. 611—616.

Tapponnier P., Lacassin R., Leloup P.H., Schärer U., Zhong Dalai, Wu Haiwei, Liu Xiaohan, Ji Shaocheng, Zhang Lianshang, Zhong Jiayou. The Ailao Shan/Red River metamorphic belt: Tertiary left-lateral shear between Sundaland and South China // *Nature*, 1990, v. 343, p. 431—437.

Xiao W., Windley B.F., Badarch G., Sun S., Li J., Qin K., Wang Z. Palaeozoic accretionary and convergent tectonics of the southern Altaids: implications for the growth of Central Asia // *J. Geol. Soc.*, 2004, v. 161, p. 339—342.

Windley B.F., Kröner 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.

Zhang Zh.M., Liou J.G., Coleman R.G. An outline of the plate tectonics of China // *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1984, v. 95, p. 295—312.

Zhang X., Sui J., Li Z., Liu W., Yang X., Liu S. Evolution of Erqis structural belt and mineralization. Beijing, Science Press, 1996, 205 p.

Zorin Yu.A., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh., Kozhevnikov V.M. Lithospheric structure of the Mongolia-Siberia mountainous province // *J. Geodyn.*, 1990, v. 11, p. 327—342.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.
Н.А. Берзиным*

*Поступила в редакцию
1 марта 2007 г.*