

ОСОБЕННОСТИ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

Ю.А. Туркин

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

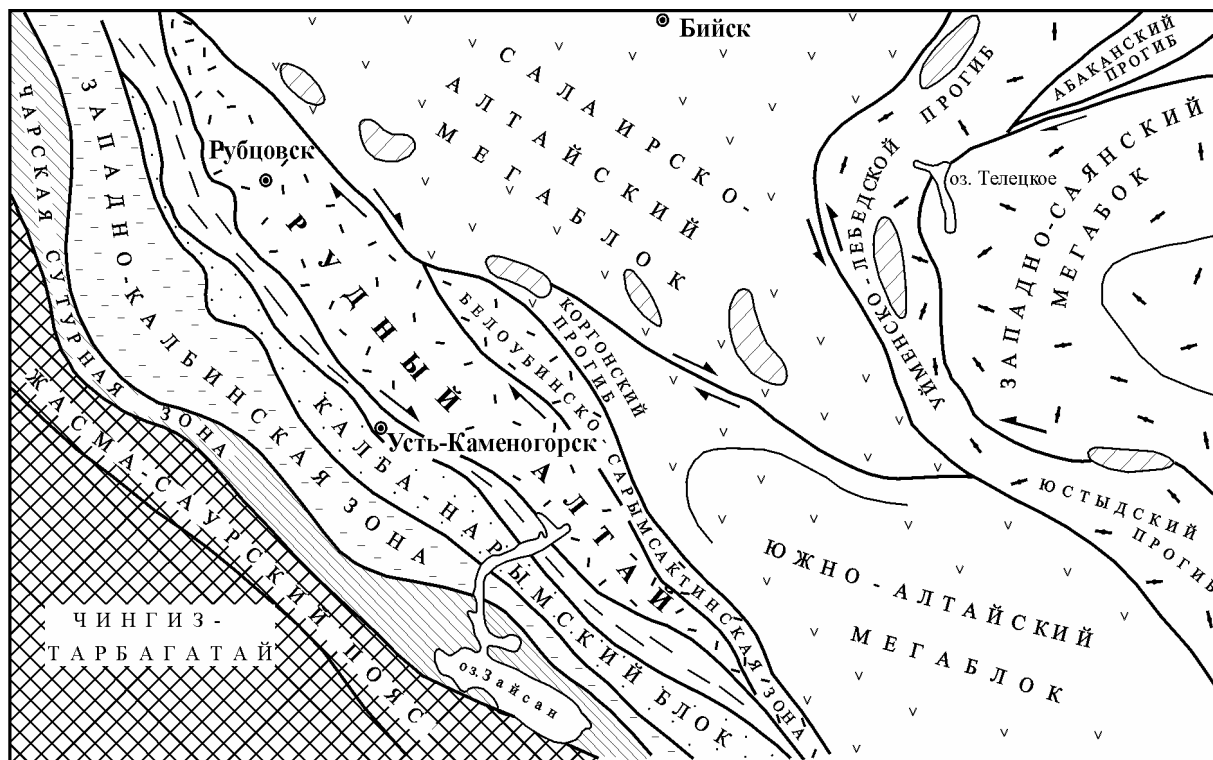
ВВЕДЕНИЕ

Уникальная рудоносность Рудного Алтая давно привлекает внимание геологов, но вопросы тектонического строения и геодинамической принадлежности данной структуры до сих пор остается недостаточно освещенными или в значительной степени спорными. Имевшая место ранее предпочтительная идентификация девонского этапа развития Рудного Алтая с развитием современных энсиалических островных дуг типа японской (Мегакомплекс... , 1988; Ковалев, 1978; Берзин, Кунгурцев, 1995, 1996) в последние десятилетия вызывает возражения целого ряда исследователей, утверждающих, что в послеемское время до конца девона на краю Сибирского континента (в Рудном Алтае на коре переходного типа) развивался вулcano-плутонический пояс, обладающий многими характерными чертами активной континентальной окраины (Ротараш и др., 1982; Государственная..., 2001; Туркин, Федак, 2010). При этом можно предполагать, что юго-западная (в современных координатах) фронтальная часть данного пояса (современный Рудный Алтай, включающий в своих ограничениях и Рудноалтайский полиметаллический пояс) (рис. 1) могла представлять собой энсиматический сегмент активной окраины континента с формированием вулканических прогибов рифтогенного типа (континентальную окраину калифорнийского типа) или



Рис. 1. Обзорная схема районирования геологических структур Большого Алтая и прилегающих районов Горного Алтая. Составлена с использованием материалов Г.Н. Щербы, Б.А. Дьячкова и др. [1998].

1 – каледонские структуры Алтае-Саянской складчатой области; 2 – герцинские структуры Обь-Зайсанской складчатой области; 3 – наложенные прогибы на каледонском основании Алтае-Саянской складчатой области: 1 – Солонковский, 2 – Новофирсовский и Курья-Акимовский, 3 – Куяганский, 4 – Коргонский, 5 – Онгудайский, 6 – Быстринский, 7 – Амурский, 8 – Бирюксинский; 4 – границы структурно-формационных зон и наложенных прогибов; 5 – границы подзон и структурно самостоятельных блоков; 6 – государственные границы.



0 50 100 150 200 250 км

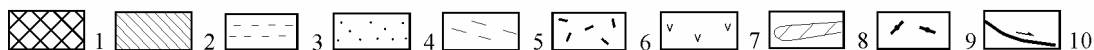


Рис. 2. Схема современного размещения структурно-вещественных комплексов и структурных зон активно-окраинно-континентального (D_1-C_1) и коллизионного этапов развития западной части Алтае-Саянской складчатой области и Иртышско-Зайсанской складчатой системы Обь-Зайсанской складчатой области.

1 – островодужные и аккреционные комплексы окраин Казахстанского континента; 2 – Чарская сутурная зона, сформированная при закрытии Палеоазиатского океана; 3 – терригенные комплексы остаточного морского бассейна после коллизии континентов (Западно-Калбинская зона); 4 – осадочные комплексы склона глубоководного желоба (Калба-Нарымский блок); 5 – комплексы осадочной террасы и аккреционной призм над зоной субдукции (Иртышская зона смятия); 6 – фронтальная зона девонского активно-окраинно-континентального вулканоплутонического пояса (Рудный Алтай); 7 – осевая зона девонского вулканоплутонического пояса (западная и центральная части Горного Алтая, Салаир); 8 – проявления средне-позднедевонского вулканизма в осевой и тыловой зонах активной окраины; 9 – зона тыловых рифтов активной континентальной окраины; 10 – главные структурные швы и направление относительного смещения блоков.

активную континентальную окраину невадского типа, сочетающую в себе (по Ч.Б. Борукаеву, 1999) признаки зрелых энсиалических островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 2).

В целом алтайская девонская активная континентальная окраина Сибирского континента после длительного коллизионного периода развития в позднепалеозойско-мезозойское время при ширине более 500 км включает в себя образования склона глубоководного желоба (Калба-Нарымский мегаблок), аккреционной призм и осадочной террасы преддугового прогиба (Иртышская зона смятия), фронтальной зоны вулканоплутонического пояса (Рудно-Алтайский мегаблок), осевой зоны вулканоплутонического пояса (западная и центральная части Горного Алтая, Салаир), тыловой зоны вулканоплутонического пояса как зоны

тыловых рифтов активной континентальной окраины (Уймено-Лебедской прогиб восточной части Горного Алтая, Западный Саян). При этом фиксируется совершенно отчетливая латеральная зональность распределения определенных структурно-вещественных комплексов, подтверждаемая сменой формационной принадлежности и состава магматических образований как во временных, так и в латеральных формационных рядах (рис. 2).

Анализ тектонического строения российской части Рудного Алтая, проведенный автором при выполнении региональных геолого-съёмочных работ, позволил выделить несколько ключевых моментов геологического строения и тектонической структуры изученной площади как исходных положений для дальнейших построений и рассуждений о геотектонической позиции региона в период формирования относительно самостоятельного Рудно-Алтайского мегаблока и Рудноалтайского полиметаллического пояса.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ РУДНО-АЛТАЙСКОГО МЕГАБЛОКА

На современных структурно-тектонических схемах Евразии данный регион находится в межблоковой сдвиговой мезазоне между двумя сдвигающимися суперблоками, Сибирской и Индостанской, что обусловило развитие правосдвиговых крупноамплитудных горизонтальных перемещений вдоль Рудноалтайской зоны сдвигов северо-западного простирания (Структурный анализ..., 1994), сопряженных с антитетическими разломами субширотной ориентировки. В систему данной зоны сдвигов входят разграничивающий блоки первого порядка Иртышско-Маркакольский глубинный разлом, отделяющий Рудно-Алтайский мегаблок от Иртышской зоны смятия и других более юго-западных структур Иртыш-Зайсанской складчатой системы, а также Локтевско-Маркакольский глубинный региональный разлом (Северо-Восточная зона смятия) и оперяющий его Тюменцевский разлом, фиксирующие соответственно северо-восточную границу Рудного Алтая с каледонидами Горного Алтая и юго-западную границу Степнобугринского блока с девонским прогибом внутри Рудно-Алтайского мегаблока (рис. 1, 3).

Особенности глубинного строения Рудного Алтая позволяют достаточно уверенно выделять его как обособленный мегаблок среди бортовых структур Горного Алтая, представляющих западную окраину каледонской Алтае-Саянской складчатой области, и ограничивающей его с юго-запада Иртышской зоной смятия смятия, по мнению ряда исследователей представляющей собой горст-антиклинальную структуру или линейную пластинчато-складчатую структуру шовного типа (Большой Алтай..., 1998). По данным И.А. Кочеткова (1972, 1975), в региональном плане, на схеме остаточных аномалий Дг 1-го порядка Рудно-Алтайской СФЗ соответствует Рубцовско-Алейский гравитационный максимум (с более локальными Рубцовским и Алейским максимумами), а бортовым структурам узкой Калба-Нарымской СФЗ и Западно-Калбинской СФЗ – Калбинско-Черемшанский гравитационный минимум с «перемычкой» повышенных значений между Калбинским на юго-востоке и Черемшанским на северо-западе гравитационными минимумами на крайнем западе площади. Бортовые структуры Иртышской зоны смятия располагается в широкой градиентной полосе переменных значений силы тяжести. По данным глубинных геофизических исследований (Каримов и др., 1994; Большой Алтай..., 1998), под Рудным Алтаем до глубины 100-140 км фиксируется неоднородная, многослойно-блоковая литосфера континентального типа, при этом Рудно-Алтайскому мегаблоку соответствует гребневидный выступ поверхностей Мохоровичича и Конрада при мощности земной коры в районе Рубцовска 37-40 км (Рубцовское поднятие) и ее увеличении до 45 км под структурами Иртышской зоны на юго-западе и бортовыми структурами Чарышского блока на северо-востоке, что характеризует Рудно-Алтайскую зону как область транстенсии (Планета Земля..., 2004). По данным казахстанских

геологов, в срединной зоне Рудного Алтая фиксируется мантийный астенолит, протяженность которого по падению в северо-восточном направлении под углом 50° достигает 70 км, толщина изменяется от 5 км в верхней части до 20 км в нижней (Глубинное..., 2002).

Мощность базито-метаморфического слоя, значительно увеличенная под Рудно-Алтайской зоной (20-22 км), уменьшается в юго-западном и в северо-восточном направлениях до 14-18 км. При этом, с одной стороны, фиксируется уступообразное падение Иртышской зоны смятия под структуры Рудного Алтая при общем надвигании Рудно-Алтайского мегаблока на блоки Иртышской и Калба-Нарымской структурно-формационных зон, а с другой стороны, каледонские складчатые структуры Горного Алтая подняты по отношению к герцинидам Рудного Алтая и надвинуты на них по системе разломов Северо-Восточной зоны смятия (Большой Алтай..., 1998). При этом, по мнению Г.Н. Щербы с соавторами, геодинамическая обстановка Рудного Алтая в раннем и среднем девоне характеризовалась энергичным рифтогенезом при усиливающемся погружении и расширении прогибов, заложенных на континентальном основании окраины Сибирского кратона.

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ РУДНОГО АЛТАЯ

Традиционное структурно-формационное районирование Рудного Алтая предполагает выделение структурно-формационных подзон как группы поднятий и разобщенных последними девонских прогибов (рис. 3). Структуры первого типа представлены Алейско-Синюшинской подзоной, в российской части Рудного Алтая включающей более широкое Алейское и узкое Рубцовское поднятия, разделенные субширотным Варшавским сдвиго-надвигом. Структуры второго типа, ядром которых являются девонские прогибы, в российской части Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны включают краевую (на северо-западе) Новогорьевскую и северо-восточную Рубцовскую подзоны, разделенные Рубцовским центральным поднятием и в качестве структур более мелкого порядка включающие краевые Западное и Степнобугринское поднятия, а также более южные Прииртышскую и Змеиногорскую подзоны. Еще южнее, на территории Казахстана выделяются Лениногорский, Сержихинский, Зыряновский, Бухтарминский прогибы.

Вещественную основу Алейско-Синюшинской подзоны составляют метаморфизованные в условиях пумпеллиит-пренитовой (филлитовой) фации и хлоритовой субфации зеленосланцевой фации до облика сланцев силурийско-раннедевонские отложения нижнего структурного этажа, представленные флишоидами проксимальной турбидитовой полимиктовой глинисто-песчаной формации (корбалихинская толща), насыщенные интрузивными образованиями девонского алейского, позднедевонского змеиногорского и средне-позднекаменноугольного волчихинского комплексов тоналит-гранодиоритовой, тоналит-плагиогранит-лейкогранитовой и диорит-гранодиорит-лейкогранитовой формаций. На склонах поднятий, а также в пределах дифференцированного Рубцовского поднятия, кроме того, в ограниченных объемах локально развиты отложения мельничной и заводской свит и широко распространены субвулканические образования мельнично-сосновского, каменевского и средне-позднекаменноугольного панфиловского комплексов.

Вещественную основу девонских прогибов (без краевых поднятий с доминированием отложений корбалихинской толщи) составляют вулканогенные и вулканотерригенные отложения пестроцветной карбонатно-терригенно-туффитовой (нижне-среднедевонская мельничная свита), сероцветной терригенно-вулканомиктовой (среднедевонская заводская свита) и мелководно-морской вулканогенно-осадочной (средне-верхнедевонская каменевская свита) формаций с вулканидами формации натриевых риолитов (мельнично-сосновский комплекс) и базальт-андезит-риолитовой формации (каменевский комплекс) при очень широком развитии риолитоидных субвулканических силлов и штоков. Более локально, главным

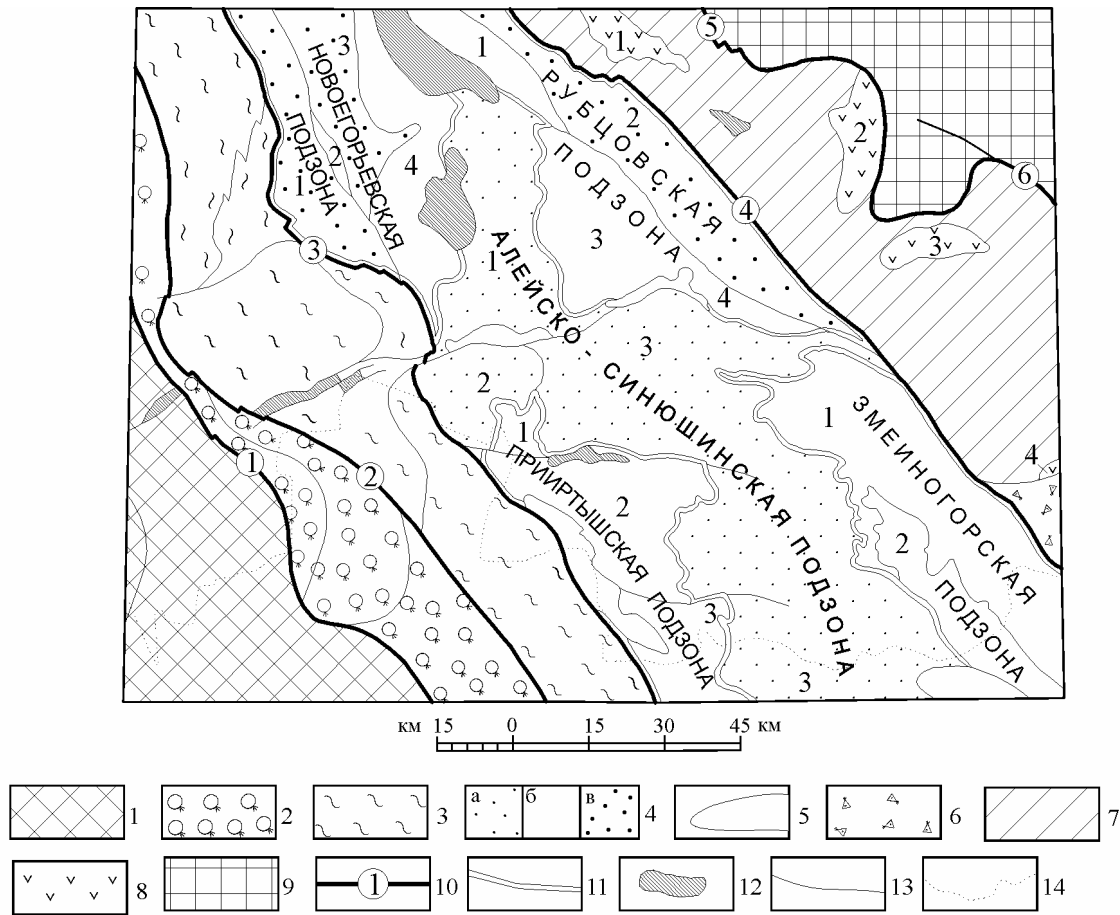


Рис. 3. Схема структурно-формационного районирования Рудного Алтая и прилегающих территорий.

1 – Западно-Калбинская СФЗ; 2 – Калба-Нарымская СФЗ; 3 – Иртышская СФЗ; 4 – Рудно-Алтайская СФЗ, в т.ч. Алейско-Синюшинская (а) и другие (б) подзоны, краевые поднятия Новогорьевской и Рубцовской подзон (в); Алейско-Синюшинская подзона (1 – Рубцовское поднятие, 2 – Локтевский блок, 3 – Алейское поднятие); Новогорьевская подзона: 1–3 – Западное краевое поднятие (1 – Кормихинский блок, 2 – Южно-Кормихинский грабен, 3 – Заозерный блок), 4 – Шубинско-Новогорьевский прогиб; Рубцовская подзона: 1 – Ивановский блок (грабен), 2 – Степнобугринский блок (краевое поднятие), 3 – Рубцовская депрессия, 4 – Таловский прогиб; Прииртышская подзона (1 – Локтевская группа прогибов, 2 – Золотушинская депрессия, 3 – Раздольнинско-Сугатовский блок); Змеиногорская подзона (1 – Змеиногорский прогиб, 2 – Шипуновский прогиб); 5 – наложенные приразломные каменноугольные прогибы аккреционно-коллизийной стадии; 6 – Холзунско-Сарымсактинская СФЗ (Иркутский блок); 7 – Чарышско-Чуйская СФЗ (Чарышский блок); 8 – Наложённые девонские прогибы АССО (1 – Солонковский, 2 – Новогорьевский, 3 – Курья-Акимовский, 4 – Коргонский); 9 – Талицкая СФЗ (Маралихинский блок); 10 – Границы структурно-формационных зон – структурные швы и их номера (цифры в кружках): 1 – Теректинский, 2 – Калба-Нарымский, 3 – Иртышско-Маркакольский, 4 – Локтевско-Маркакольский, 5 – Поспелихинский, 6 – Чарышский; 11 – границы подзон в Рудно-Алтайской СФЗ; 12 – наложенные впадины эпиколлизийной стадии; 13 – границы структур и блоков 2–3-го порядка; 14 – государственная граница Российской Федерации и Республики Казахстан.

образом в Прииртышской подзоне, очень локально в Змеиногорском прогибе развиты пестроцветные вулканогенно-терригенные отложения верхнедевонской пихтовской свиты с вулканитами андезитовой формации и (еще локальней) континентальные пестроцветные туф-фито-терригенные отложения верхнедевонской снежиревской свиты. В девонском разрезе (в целом трансгрессивно-регрессивный цикл осадконакопления) доминируют отложения расчлененного шельфа, сформированные при максимальном прогибании бассейна после кратковременного воздымания территории в конце раннего девона.

Более молодые отложения конца девона и раннего карбона развивались только в пределах мелких приразломных прогибов (грабен) и полностью лишены вулканической составляющей. Также очень локально распространены уже коллизионные вулканические андезитовые формации среднего-позднего карбона, зафиксированные в Панфиловском (на севере) и Сержихинском (на территории Казахстана) очаговых ареалах. Общая мощность девонских отложений девонских прогибов снижается с юго-востока на северо-запад в направлении предполагаемого под мощным чехлом рыхлых отложений Кулундинской впадины общего выклинивания Рудно-Алтайского мегаблока. В средней части последнего она составляет 4-5 км, в Рубцовой депрессии оценивается в 3-4 км, а в Шубинско-Новоогорьевском прогибе при верхней эрозионной границе каменевской свиты не превышает 2 км.

Достаточно типичен петрогеохимический состав магматических образований Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны, фиксирующий доминирующий риолитоидный состав девонских вулкаников и гранитоидно-лейкогранитоидный состав интрузивных образований, что более свойственно современным активным континентальным окраинам в отличие от островодужной геодинамической обстановки с широким развитием вулкаников андезитоидного состава и формации «зеленых туфов». Так, количественные соотношения основных, средних и кислых вулкаников доминирующей по объему каменевской свиты и соответствующего средне-позднедевонского вулканического комплекса для северо-западной части Рудно-Алтайского мегаблока (Таловско-Рубцовский и Шубинско-Новоогорьевский прогибы) составляют 1 : 3 : 20 при широком развитии игнимбритовых разностей, что типично для активных континентальных окраин. При этом целый ряд исследователей (Государственная..., 2001; Большой Алтай..., 1998) относят основной объем девонских вулкаников (каменевский комплекс) центральных районов Рудного Алтая к бимодальной (контрастной) базальт-риолитовой формации, характерной для рифтогенных обстановок.

ОСНОВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ШВЫ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ РУДНО-АЛТАЙСКОГО МЕГАБЛОКА

Важным вопросом при рассмотрении геоструктурного развития Рудного Алтая является время заложения основных структурообразующих и пограничных разломов северо-западного направления – Иртышско-Маркакольского, Локтевско-Маркакольского и Локтевско-Караиртышского. И определяющими здесь является два момента: 1) заложение и развитие последних на континентальной окраине в связи с началом в эмское время процессов косо́й субдукции при северном (в современных координатах) направлении тектонического потока; 2) дуплексное строение Рудно-Алтайского мегаблока, что достаточно уверенно установлено по результатам разномасштабного геологического картирования последних десятилетий, с приуроченностью к определенным составляющим и узлам дуплексной решетки основных рудных полей девонских колчеданно-полиметаллических месторождений стратиформного типа (рис. 4). Последнее означает, что основной дуплексный каркас структуры Рудного Алтая был заложен в девонское время в результате сдвигового течения.

Заложение основных структурообразующих разломов региона вряд ли могло произойти позднее заложения субдукционной зоны (косо́й субдукции) у окраин Сибирского континента. О том же свидетельствует резкая обособленность области активного вулканизма и заложение на активной окраине, по мнению казахстанских геологов (Большой Алтай..., 1998), рифтогенной структуры – прообраза современного Рудно-Алтайского мегаблока. Трудно предположить, что рифтогенные структуры не имели разломных ограничений, а при косо́й субдукции не имели сдвиговой кинематики. По данным Г.Н. Щербы, Б.А. Дьячкова с соавторами, ранняя стадия герцинского цикла (с эмского времени до серпухова) формирования глубинной подвижной зоны Большого Алтая проявилась расколами, разрывами, деструкцией

земной коры и литосферы, а возникновение магматических очагов связывается с развитием раздвигов и формированием рифтов. По мнению этих исследователей, в эмсе - раннем живете на рифтогенно-активизированной континентальной окраине Алтая последовательно обособлялись с северо-востока на юго-запад (в современных координатах) литосферные геоблоки, соответствующие материке Горного Алтая и вулканическому шельфу Рудного Алтая, при этом последний ограничивался мобильной Иртышской палеозоной. Заложение основных разломов в девоне предполагается и многими другими геологами. Так, в частности, по данным С.В. Зиновьева, Е.А. Подцибастановой (1990), изучавших Бухтарминское звено Иртышской зоны смятия, смещения по разломам происходили непрерывно в течение длительного интервала времени (с девона по пермь) в различных направлениях. Примерами современных аналогов разломов подобного типа на континентальных окраинах могут быть Атакамский разлом западного побережья Южной Америки, разлом Сан-Андреас Калифорнийского побережья и система сдвигов Королевы Шарлотты в Северной Америке, Центрально-Сихотэ-Алинский и Арсеньевский разломы на Дальнем Востоке и др.

Ярко выраженное дуплексное строение Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны определено развитием основных структурных швов – разломов северо-западной ориентировки и сопряженных с ними разломов общего субширотного направления. Менее четко выражены и распространены в большинстве своем значительно деформированные при последующих сдвиговых и коллизионных процессах субмеридиональные разрывные нарушения с преобладающей кинематикой сбросов и сквозные (поперечные в общей структуре Рудно-Алтайского мегаблока) разломы северо-восточной ориентировки, также в большинстве случаев имеющие сбросовую кинематическую составляющую. С полным основанием можно предполагать именно раннедевонское время начала формирования каркаса дуплексной решетки, при этом весьма характерно наличие фрагментов деформированных и смещенных по левым субширотным сдвигам субмеридиональных, вероятно первично сбросовых границ большинства отдельных девонских прогибов (Шубинско-Новогорьевского, Рубцовского, Золотушинско-Прииртышского, Змеиногорского и др.), развитых в кинематической позиции трещин отрыва правосдвигового структурно-деформационного плана.

К ВОПРОСУ О КИНЕМАТИКЕ СТРУКТУРООБРАЗУЮЩИХ РАЗЛОМОВ РУДНОГО АЛТАЯ

Весьма существенным моментом в изучении и понимании тектонической структуры Рудного Алтая является определение направления сдвиговых перемещений (сдвигового течения) по основным структурообразующим и ограничивающим мегаблок разломам (структурным швам) – Иртышскому (Иртышско-Маркакольскому) и Локтевско-Маркакольскому (Северо-Восточной зоне смятия). Данный вопрос является дискуссионным в связи с получением результатов полевых структурно-кинематических исследований (Структурный..., 1999 и др.), определяющих кинематику Иртышской и Северо-Восточной линейных зон как левосторонние сдвиги. Проведенное автором по результатам структурно-кинематического анализа территории определение правосдвиговой кинематики основных структурообразующих разломов, ограничивающих Рудно-Алтайский мегаблок, было основано на многолетнем опыте и многочисленных публикациях большого количества геологов, занимающихся в разные годы проблемами структурной геологии. Ниже излагаемые положения и критерии определения направления смещений по региональным сдвигам вошли в многочисленные учебники, методические пособия и рекомендации, справочники и словари. Причем, как отмечается А.К. Худолеем в статье «Индикаторы перемещений» энциклопедического справочника «Тектоника и геодинамика» серии «Планета Земля» (2004, стр. 388) «...Сравнительно просто направление перемещения определяется, если данные индикаторы перемещения образуют струк-

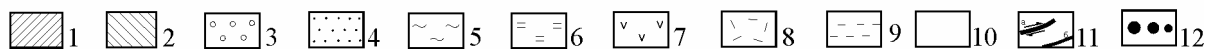
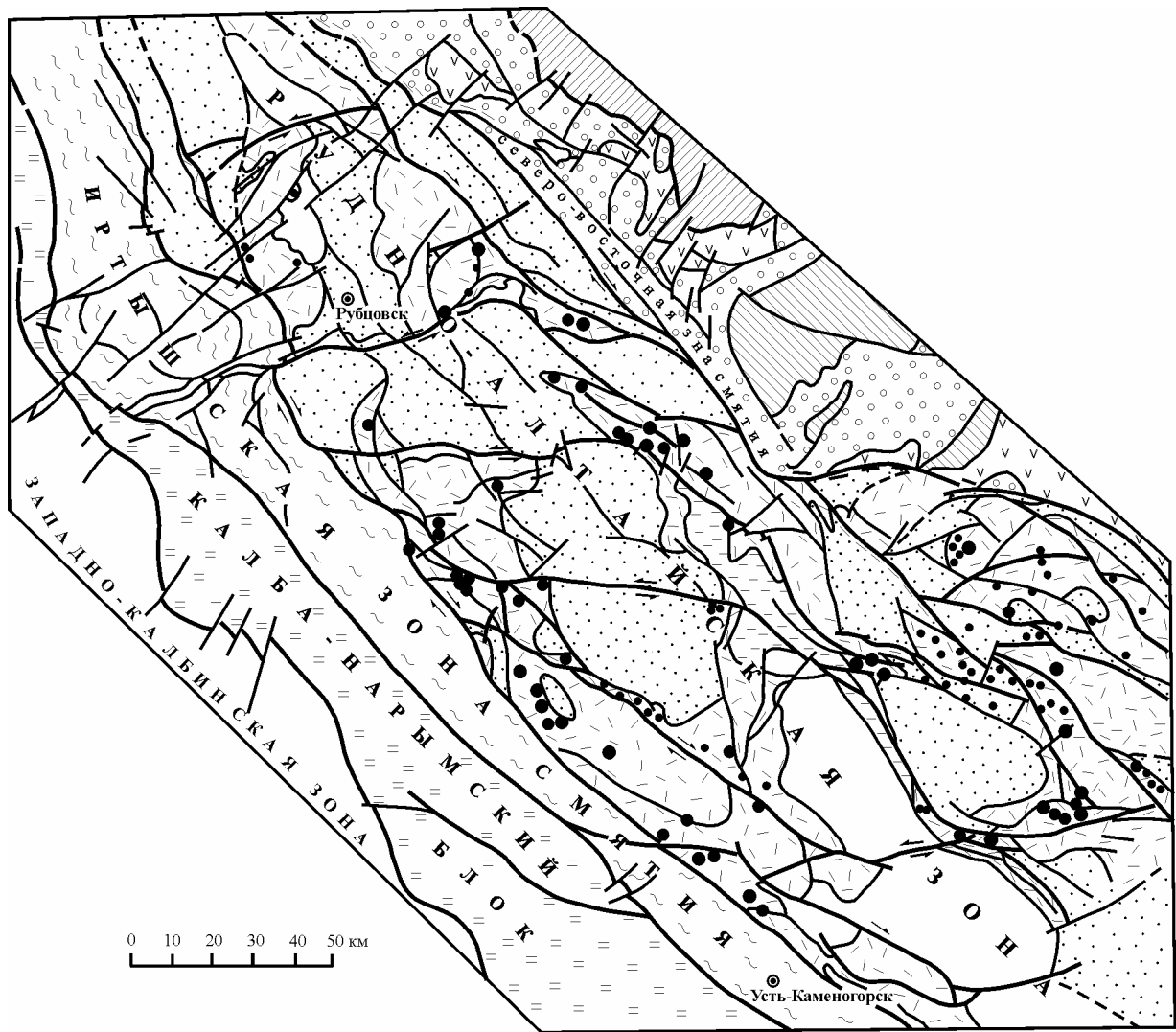


Рис. 4. Структурно-формационная схема северо-западной части Рудно-Алтайского полиметаллического пояса.

1 – островодужные кремнисто-сланцевые образования Талицкой СФЗ (E_3-O_1); 2 – аккреционные позднеостроводужные флишеидно-терригенные турбидитовые образования Чарышско-Чуйской СФЗ (E_3-O_1); 3 – пассивно-окраинно-континентальные шельфовые образования Чарышско-Чуйской СФЗ (O_1-D_1); 4 – пассивно-окраинно-континентальные склоновые терригенные турбидитовые образования Рудно-Алтайской СФЗ ($S-D_1$); 5–9 – активно-окраинно-континентальные образования (D_1-C_1) (5 – осадочной террасы и аккреционной призм в Иртышской СФЗ, 6 – склонов глубоководного желоба в Калба-Нарымской СФЗ, 7 – вулканогенные СВК в Чарышско-Чуйской СФЗ, 8 – вулканогенные СВК в Рудно-Алтайской и Белоубинско-Сарымсактинской СФЗ, 9 – осадочные комплексы удаленных фаций в Рудно-Алтайской СФЗ); 10 – карбонатно-терригенные и терригенные комплексы аккреционно-коллизонной стадии (D_3-C_1) и коллизонно-внутриплитного этапа ($C-J$), остаточных морских бассейнов в Западно-Калбинской зоне (C_1-C_3); 11 – разломы главные (а), второстепенные (б) и направления смещения блоков в области сдвигового течения; 12 – месторождения и проявления полиметаллически-колчеданной формации.

туры типа дуплексов или С-S-структур. Во всех остальных случаях для корректного определения направления перемещений требуется дополнительная информация (например, об истории деформации), которая не всегда может быть получена». И к другим методам «... следует относиться с большой осторожностью».

Первое и самое главное – это то, что Рудно-Алтайский мегаблок имеет отчетливо выраженное дуплексное строение (аналогично С-S-структуре тектонитов согласно принципа фрактальной дискретности литосферы). Дуплексы ограничены структурообразующими разломами северо-западного и субширотного направлений и своей длинной осью ориентированы в запад-северо-западном направлении (рис. 4). Данные дуплексы аппроксимируются эллипсоидом деформации, ориентировка осей которого свидетельствует о формировании структур региона в условиях праводвигового течения. В соответствие с общим структурным планом антитетические субширотные разломы будут иметь левосдвиговую кинематику с эволюцией во взбросо-надвиги (Варшавский сдвиг-надвиг, Алейский и Третьяковский взбросы на российской площади, Ивановский надвиг на территории Казахстана и др.), а в позиции трещин отрыва (локальных зон растяжения) с развитием сбросов будут развиты субмеридиональные разломы (деформированные ограничения большинства девонских прогибов Рудного Алтая). Все это подтверждается геологическими фактами (смещение реперных тел, разбуренные сместители взбросов и надвигов) и геофизическими данными (смещение и резкие изгибы градиентных зон и осей аномалий).

Если принять гипотезу о левосдвиговой природе главных структурообразующих разломов, то тогда парой северо-западным разломам (левым сдвигам) должны были бы быть антитетические праводвиговые разломы субмеридиональной и север-северо-восточной ориентировки, а субширотные нарушения соответствовали бы сбросам, так как находились бы в кинематической позиции трещин отрыва. Все это в категорической форме противоречит имеющемуся фактическому материалу и, прежде всего, общей структуре Рудно-Алтайского мегаблока, что установлено на основании многолетних геолого-съёмочных и поисковых работ и также является геологическим фактом.

Одной из составляющей кинематического анализа при определении направления смещения блоков по региональным сдвигам является выявление чешуйчатых вееров сжатия и растяжения. Типичным для Северо-Восточной зоны смятия является наличие Курьинского чешуйчатого веера растяжения, представленного серией сбросов и на сочленении с Северо-Курьинским тектоническим покровом локализирующего Новофирсовский серебро-золоторудный узел. Если принять гипотезу о левосдвиговой природе Северо-Восточной зоны смятия, то данная серия разломов должна бы быть взбросами и надвигами, что противоречит фактическому геологическому материалу.

Слагающий северо-восточное крыло Северо-Восточной зоны смятия Чарышский блок с севера ограничен Северо-Курьинским тектоническим покровом (Чарышским надвигом) с падением сместителя в северном направлении, а с юга – Тигирекским взбросо-надвигом, что подтверждено геологическими наблюдениями. То есть Чарышский блок представляет собой аллохтонное или параавтохтонное сооружение со смещением в юго-восточном направлении по праводвиговой Северо-Восточной зоне.

Одним из признаков определения направления смещений по сдвигу является подворот плоскостных элементов к поверхности сместителя (Геологическая съёмка..., 1996) в направлении, обратном смещению. Такие подвороты плоскостей субширотных разломов, свидетельствующие о праводвиговом характере структурного плана, имеют, в частности, восточные фланги Сростинского разлома, зоны Варшавского надвига и сопутствующей ему периодической серии более мелких разломов, в Прииртышской подзоне – Третьяковская зона разломов на сочленении уже с Иртышско-Маркакольским разломом и др.

Большинство девонских даек и жил на севере российской территории мегаблока (каменевского, змеиногорского, белорецко-маркакольского комплексов), что особенно характерно для Рубцовской подзоны, имеет субмеридиональное простирание, что фиксирует их локализацию в зонах растяжения (трещин отрыва) праводвигового структурного плана. Так же ведут себя и относительно небольшие интрузивные массивы усть-беловского (Целинный

массив) и волчихинского (Рубцовский, Первомайский и ряд др. массивов). Преимущественно субмеридиональная ориентировка роев девонских даек уверенно картируется на обнаженных участках, в частности на горе Россыпхе и в ряде других районов. При левосдвиговом структурно-деформационном плане дайки должны были бы иметь преимущественно субширотную ориентировку, что в ряде районов фиксируется для пермо-триасовых даек терехтинского (миролюбовского) комплекса.

Наконец, как подчеркивается в Методическом руководстве «Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях», определение направления смещения по зоне сдвига, к которой приурочено германотипное сооружение, возможно на основе анализа чешуйчатых вееров или смещения реперных тел». Такие смещения зафиксированы в разных районах Рудного Алтая. Для северо-западных разломов это – преимущественно правосдвиговые смещения, для субширотных – левосдвиговые (что зафиксировано и в изданных записках листов М-44-Х, М-44-ХІ). Типичными примерами могут служить: правосдвиговое смещение восточного фестона и отрезков Варшавского надвига по серии разломов северо-западного направления; правосдвиговое смещение структур Новоалександровского прогиба по зоне Локтевского (Пильничихинского) разлома и в целом по Бугровской зоне разломов северо-западного простирания (северо-западного продолжения Центральной зоны расланцевания Алейского поднятия) с горизонтальной амплитудой 25 км; более мелкие многочисленные правосдвиговые смещения девонских вулканогенных структур, границ свит и интрузивных массивов по зоне Центрально-Алейского разлома и более мелким нарушениям; левостороннее смещение оси Локтевского прогиба и границы Локтевского интрузивного массива по Алейскому разлому; левостороннее смещение границ Прииртышского девонского прогиба по Третьяковскому (Южноорловско-Боровлянскому) разлому (рис. 3); левостороннее смещение северного крыла Золотушинской депрессии по Геофизическому разлому и др.

В отношении полученных замеров кинематики по Северо-Восточной и Иртышской зонам, дающим левый сдвиг, можно отметить, что как подчеркнуто в методических руководствах «При работе в полевых условиях могут быть установлены только частные направления смещений, которые, как подчеркивалось выше, не всегда согласуются с общими», и далее «...суммы частных данных, сбор которых представляется весьма трудоемким процессом, не всегда могут дать верное представление об общем» (Структурный анализ..., 1994). Также можно добавить цитату А.К. Худолея из энциклопедического справочника «Тектоника и геодинамика» серии «Планета Земля», (2004) (статья «Линейность», стр. 395): «Кинематическое значение линейности, то есть ее связь с деформациями и смещениями частиц пород, в значительной степени спорно и возможно не для всех типов вторичной линейности». При упоминании о петроструктурных осях (а- и b-линейности) им же отмечено: «В петроструктурном анализе этим терминам придается и кинематический смысл, что поддерживается далеко не всеми исследователями».

В заключение рассмотрения данного вопроса следует отметить, что вышеприведенные результаты полевых структурно-кинематических исследований, дающие левостороннюю кинематику основных северо-западных сдвигов региона, определены на позднепалеозойское (пермское) время, тогда как правосдвиговая кинематика доминировала в девоне, а также достаточно уверенно определяется и в мезозойско-кайнозойское время, что отмечено в ряде публикаций (Структурный анализ..., 1994; Большой Алтай..., 1998). И нет оснований распространять существование (даже если он действительно имел место в позднем палеозое) левосдвигового структурно-деформационного плана на все время формирования Рудно-Алтайской структуры от раннего девона до современности. Нельзя исключать и методологическую систематическую ошибку упомянутых полевых исследований, поскольку существенных геологических подтверждений (кроме частных смещений по северо-западным разло-

мам, что может объясняться и наличием взбросо-надвиговой кинематической составляющей) существования преобладающего на каком-то определенном этапе левосдвигового структурно-деформационного плана в Рудном Алтае пока не обнаружено.

ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ РУДНОГО АЛТАЯ В ДЕВОНСКОЕ ВРЕМЯ

Выявление вышеотмеченных особенностей тектонической структуры Рудно-Алтайского мегаблока в совокупности с главными характерными чертами его вещественного состава позволяют сделать ряд выводов и предположений о геотектонической позиции Рудного Алтая в период его формирования как относительно самостоятельной геологической мегаструктуры. Структурно-деформационный план Рудно-Алтайского мегаблока определяется развитием долгоживущих и заложенных, как ранее было отмечено, вероятнее всего при начале субдукционных процессов (косой субдукции) в эмское время систем разрывных нарушений северо-западной и субширотной ориентировки, участки сопряжений которых (особенно острые углы дуплексов – области растяжения), являясь мощными флюидопроводниками в период формирования данной структуры (Поцелуев и др., 2007), определяли узловый характер полиметаллического оруденения. Также, наряду с резкой обособленностью богатого полиметаллического оруденения в пределах данной структуры, заслуживающим внимания представляется еще целый ряд особенностей строения и состава Рудно-Алтайского мегаблока.

1. Формирование рассматриваемой структуры Рудного Алтая в обстановке общего сжатия в зоне сдвигового течения на континентальной окраине.

2. Характерная удлиненно-линзовидная форма Рудно-Алтайского мегаблока с разворотами к субмеридиональному направлению ограничивающих его Иртышско-Маркакольского и Локтевско-Маркакольского (Северо-Восточной зоны смятия) линейментов, а также его составных частей – девонских прогибов, разделенных поднятиями.

3. Данные по глубинному строению Рудно-Алтайской зоны свидетельствует о наличии под ней сокращенной мощности земной коры и гребневидного вала поверхности Моховичича, что характеризует данную структуру как зону трансенсии (растяжения). В срединной зоне Рудного Алтая фиксируется мантийный астенолит, протяженность которого по падению на северо-восток под углом 50° составляет 70 км (Глубинное..., 2002).

4. Отмеченные для Рудного Алтая рядом исследователей (Большой Алтай..., 1998) признаки рифтогенной структуры с повышенным тепловым потоком.

5. Повышенная мощность девонских отложений по сравнению со структурами смежных регионов (4-5 км в средней части по сравнению с 1-2 км в бортовых структурах) и повышенная углеродистость терригенных пород.

6. Формирование девонских отложений в условиях резко расчлененного шельфа при большом количестве внутрiformационных несогласий, что характерно для структур сдвиго-раздвигового типа, при этом наиболее относительно глубоководные и мощные толщи вулканогенно-осадочных пород развиты в «пиковой» средней стадии (главный цикл) развития структуры (заводская и каменевская свиты).

7. Интенсивный вулканизм и интрузивный магматизм (гораздо более интенсивный, чем в смежных структурах), вероятно сопряженный с подъемом астенолита и преобладающими условиями растяжения в пределах данной структуры.

8. Аналогия с подобными структурами на активных континентальных окраинах, в частности с серией бассейнов (грабенов, полуграбенов) Сихотэ-Алиня (Голозубов, 2006) или с Калифорнийской системой окраинно-континентальных правых сдвигов (по Crowell, 1962), где в последнее время предполагается формирование рифтогенных сдвиго-раздвиговых структур (бассейнов типа «pull-apart»). В связи с этим и для девонских структур Рудного Алтая

можно предполагать чередование стадий сжатия и растяжения или сложный механизм их формирования с одновременным участием либо преобладанием субдукционной или трансформной геодинамических составляющих.

9. Наличие деформированных при последующих коллизионных процессах и сдвиговых деформациях субмеридиональных (сбросовых) ограничений составных девонских прогибов – Шубинско-Новоогорьевского, Рубцовского, Золотушинского, отдельных частей Змеиногорского, фрагменты субмеридиональных границ девонских структур на территории Казахстана (рис. 3), что достаточно отчетливо зафиксировано при проведении геолого-съёмочных работ, изучении аэрокосмоматериалов и геофизических полей.

Ориентировка ареалов (линейных батолитов) волчихинского комплекса (по границам девонских прогибов) и значительной части крупных субвулканических массивов каменевского комплекса (например Калининской ВПС) также фиксирует субмеридиональные структуры растяжения при формировании Рудно-Алтайской пулл-апарт структуры.

Таким образом, данные по глубинному строению Рудно-Алтайской зоны (уменьшенная мощность земной коры), ее геотектоническое положение и внутреннее строение позволяют рассматривать данную структуру на ранней стадии ее развития как сложную зону трансформации сдвиго-раздвигового (рифтогенного) типа с повышенным тепловым потоком, формировавшуюся в условиях косо́й субдукции, общего сжатия на окраине Сибирского континента и локального косо́го растяжения в пределах энсиматического сегмента активной континентальной окраины, в последствие тектонически обособленного в виде Рудно-Алтайского мегаблока. При этом логично предположить, что в целом Рудно-Алтайская зона сформирована как крупная «пулл-апарт» структура (в региональном плане представляет собой линзу с выклиниванием на юго-востоке в районе озера Маркаколь и на северо-западе под чехлом рыхлых отложений Кулундинской впадины) в зоне трансрегионального Маркакольского линейамента правосдвиговой кинематики, состоящая (в соответствии с принципом фрактальной дискретности литосферы) из системы более мелких бассейнов типа «pull-apart». Последние с фрагментарно сохранившимися, сильно деформированными и смещёнными по субширотным левым сдвигам субмеридиональными раздвиговыми (сбросовыми) границами в целом соответствуют основным вулканическим девонским прогибам, выделяемым в настоящее время в качестве структурно-формационных подзон (Прииртышская, Змеиногорская, Рубцовская, Новоогорьевская подзоны российской части Рудного Алтая) (рис. 3). Такое геотектоническое положение, заложение и развитие Рудного Алтая как крупной структуры рифтогенного типа с повышенным тепловым и флюидным потоком (эффектом всасывания), что отмечено и в более ранних исследованиях (Большой Алтай..., 1998), вероятно и предопределило уникальную рудоносность данного региона – Рудноалтайского полиметаллического пояса. В контексте данных выводов Алейско-Синюшинская подзона Рудно-Алтайской СФЗ в отличие от девонских «pull-apart»-бассейнов объединяет области сжатия и поднятия («орор-ур»-структуры) с интенсивно проявленной складчатостью и метаморфизмом терригенных пород основания девонского разреза до зеленосланцевой фации.

Расположение Рудно-Алтайского мегаблока в обширной области ламинарного правосдвигового течения (региональной зоне лозанжа) предопределило дальнейшее развитие структурообразующих продольных правосдвиговых нарушений (синтетические срывы, в общем виде совпавшие с зонами сжатия и сплющивания в условиях деформации чистого сдвига при заложении сейсмофокальной зоны) и сопряженных с ними, ограниченно проявленных на данной площади субширотных разломов, развитых в кинематической позиции антитетических левосторонних срывов и в условиях деформаций простого сдвига эволюционирующих как взбросо-сдвиги и взбросо-надвиги. Более поздние разломы северо-восточного направления формировались в кинематической позиции зон растяжения и трещин отрыва при знакопеременных разворотах главных осей эллипсоида деформаций в зависимос-

ти от интенсивности тектонических напряжений, соотношения деформации чистого и простого сдвига и чаще всего представляют собой сбросы и сбросо-сдвиги с преобладанием на поздних стадиях левосдвиговой кинематики.

ЦИКЛИЧНОСТЬ РАЗВИТИЯ СТРУКТУР РУДНОГО АЛТАЯ

Анализ имеющегося материала позволяет предполагать, что на девонском этапе развития структур Рудного Алтая периоды активного вулканизма сменялись периодами затухания вулканической активности, при этом каждая стадия имела свои особенности, фиксирующиеся развитием определенных структурно-вещественных комплексов. Достаточно отчетливо фиксируются три основных цикла повышенной активности вулканизма при его общей антидромной последовательности, характерной для геодинамической обстановки активной континентальной окраины: ранне-среднедевонский (мельнично-сосновский комплекс эмса – эйфеля – раннего живета формации натриевых риолитов – кварц-кератофировой формации); средне-позднедевонский (каменевский комплекс позднего живета – раннего франа базальт-андезит-риолитовой формации); позднедевонский (пихтовский комплекс фамена андезитовой формации). Данные циклы со сменой состава магматических продуктов разделены периодами слабого вулканизма (или временного прекращения вулканических процессов), а также вероятно очень вялых седиментационных процессов и вероятных размывов, то есть воздыманием территории. Такие периоды фиксируются в живете (верхи мельничной свиты – размыв – заводская свита) и в позднем фране – раннем фамене (размыв – снежиревская свита). Предпозднеживетская магматическая пауза предполагается и в Горном Алтае.

Приведенный фактологический материал в совокупности с данными, свидетельствующими о формировании рудноалтайских структур в бассейне типа «пулл-апарт», позволяют предполагать, что развитие Рудного Алтая в девонское время характеризовалось сменами (чередованием) режимов сжатия и растяжения. Стадиям сжатия соответствовали периоды (импульсы) активных субдукционных процессов (косой субдукции), то есть субдукционная доминанта, а стадиям растяжения – периоды формирования сдвиго-раздвиговых структур с активным вулканизмом и седиментацией в условиях совмещения субдукционной компоненты с механизмом трансформного скольжения (а возможно и трансформной доминанты). Данная модель позволяет учесть и то обстоятельство, что до достижения субдуцируемой плитой зоны плавления верхняя часть земной коры остается амагматичной, а в присубдукционной зоне сжатия и воздымания процессы осадконакопления замедлены или отсутствуют. В это же время в верхней части сжатой окраины континентальной плиты при нарастании напряжений в какой-то момент времени должно произойти достижение предела упругости и прочности с заложением систем сколовых поверхностей и зон сдвигов (согласно теории деформации под углом примерно 45° к основной оси сжатия). В более глубинных условиях высоких давлений и повышенных температур данные сколы будут вести себя как зоны вязких разломов и существенно пластического сдвигового течения. В дальнейшем при стационарном напряжении (сжатии) на окраине континентальной плиты активно реализуется механизм формирования сдвиговых деформаций с развитием сдвиго-раздвига (и чем сильнее сжатие, тем сильнее перпендикулярно ориентированное ему растяжение), а системы сколовых систем нарушений и сопряженных с ними трещин отрыва (зон растяжения) являются зонами активного транспортирования расплавленного материала слэба к поверхности и, вероятно, могут вызвать дополнительное плавление вещества надсубдукционного клина и усиление теплового потока. В то же время развивающиеся субвертикальные разломы сколового (сдвигового) типа, вдоль которых в зоне сдвигового течения осуществлялись сдвиго-раздвиговые деформации, могли достигать поверхности слэба, вызывая его плавление и деформацию, а возможно и разрыв. В этом случае активно развивающаяся конвер-

гентная граница континентальной плиты приобретала черты трансформной окраины - трансформную доминанту при возможном разрыве сплошности слэба и поступлении мантийного вещества с рудными компонентами в область надсубдукционного клина.

В результате активных сдвиго-раздвиговых процессов на окраине континентальной плиты и заложения Рудно-Алтайской «пулл-апарт» структуры, в соответствии с принципом фрактальной дискретности литосферы включающих систему более мелких подобных структур (девонских прогибов в ранге подзон), в пределах данных структур проходили активные седиментационные и вулканические процессы, завершившиеся внедрением большого количества субвулканических тел и интрузивных массивов пород существенно кислого состава. При этом заполнение рифтогенных прогибов и сдвиго-раздвиговых швов консолидирующим материалом и их эволюция в условиях общего сжатия сопровождались, с одной стороны – увеличением прочности данной окраины континентальной плиты (по типу механизма упрочения деформацией), а с другой стороны – увеличением объема зон растяжения и снижением тормозящей нагрузки на субдуцируемую океаническую плиту. При достижении определенных условий и смене преобладающего механизма деформации простого сдвига деформацией чистого сдвига процессы косоугольной субдукции могли активизироваться с развитием характерных для Рудного Алтая разломов северо-восточного направления (преимущественно сбросов), формирующихся в кинематической позиции трещин отрыва. Возобновление активных субдукционных процессов (субдукционной доминанты) фиксировало начало нового цикла развития Рудно-Алтайской структуры с последующим трансформным ритмом, при этом наиболее интенсивным был средний цикл развития системы «пулл-апарт» структур (поздний живет-фран), с которым и связывается основной объем полиметаллического оруденения Рудного Алтая, а наименее интенсивным - поздний цикл с наименьшим объемом оруденения.

ОСНОВНЫЕ ОБОБЩЕНИЯ И ВЫВОДЫ

Рассмотренные особенности тектонического строения и структуры Рудного Алтая позволяют сделать некоторые обобщенные выводы, которые при всей их дискуссионности имеют целый ряд геологических подтверждений, создавая общую логически увязанную схему формирования структур данного региона.

1. Отчетливо выраженное блоковое дуплексно-лозанжевое строение Рудно-Алтайского мегаблока свидетельствуют о формировании слагающих его девонских структур в условиях сдвигового течения, обусловленного процессами косоугольной субдукции океанической плиты Зайсанского бассейна Палеоазиатского океана под континентальную окраину Сибирского кратона (Буслов и др., 2000). При этом тектонический поток должен быть направлен с юга, где в это время (в современных координатах) располагался Казахстанский микроконтинент, входящий в группу микроконтинентов гондванской группы.

2. Структурно-кинематический анализ территории, включающий анализ структурных рисунков, структурного парагенезиса зоны сдвига, расположения чешуйчатых веерообразных зон сжатия и растяжения, данные по смещениям реперных тел позволяют определить правосдвиговую кинематику структурообразующих разломов северо-западного простирания, в том числе ограничивающих мегаблок Иртышско-Маркакольского разлома и Северо-Восточной зоны смятия. Именно такая кинематика рудноалтайской сдвиговой зоны устанавливается на девонское время и на кайнозой, тогда как на протяжении длительного периода формирования структуры (в частности на позднекаменноугольно-пермское время континентальной коллизии) возможно временное существование и левосдвигового структурно-деформационного плана, геологическими доказательствами которого мы пока не располагаем.

3. Данные по глубинному строению Рудно-Алтайской структурно-формационной зоны (Рудно-Алтайского мегаблока), позволяющие рассматривать ее как зону косо́й трансформации, формирование данной рифтогенной структуры в условиях сдвигового течения, а также целый ряд геологических особенностей свидетельствуют о ее формировании как «пулл-апарт» структуры на активной континентальной окраине с развитием, согласно принципа фрактальной дискретности литосферы, системы более мелких «пулл-апарт» бассейнов в ранге подзон и выделяемых в настоящее время девонских прогибов (Рубцовского, Змеиногорского и др.). Для последних наряду с северо-западными картируются деформированные при последующих аккреционно-коллизийных процессах субмеридиональные ограничения в соответствии с существовавшим в это время правосдвиговым структурно-деформационным планом.

4. Циклическое (пульсационное) формирование девонских структур Рудного Алтая в совокупности с интенсивным развитием сдвиго-раздвиговых структур в условиях общего сжатия при процессах косо́й субдукции позволяет предполагать существование периодически возникающего и преобладающего геодинамического режима трансформной окраины (трансформной доминанты), ритмически сменяющего активный субдукционный режим или режим с субдукционной доминантой. Этим взаимодействием и поступлением по глубоко проникающим крутопадающим разломам сдвиговой мегазоны мантийного вещества с рудными компонентами вероятно и обусловлена уникальная рудоносность Рудного Алтая.

Литература

Большой Алтай: (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение / Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы, Фылым, 1998. 304 с.

Борукаев Ч.Б. Словарь-справочник по современной тектонической терминологии. Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1999. (Тр. ОИГГМ СО РАН; Вып. 840). 69 с.

Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В. Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика, 1996. Т. 37, № 1. С. 63-81.

Буслов М.М., Фудживара И., Сафонова И.Ю., Окада Ш., Семаков Н.Н. Строение и эволюция зоны сочленения террейнов Рудного и Горного Алтая // Геология и геофизика, 2000. Т. 41, № 3. С. 383-397.

Геологическая съемка метаморфических и метасоматических комплексов. Методическое пособие. СПб., Изд-во ВСЕГЕИ, 1996. 416 с.

Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. – Алматы: РГПИ ИАЦ РК. – Т. 1, 2. 2002. Т. 1 – 224 с.; Т. 2 – 272 с.

Голозубов В.В. Тектоника юрских и нижнемеловых комплексов северо-западного обрамления Тихого океана. Владивосток: из-во Дальнаука, 2006. 239 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Изд. 2-е. Серия Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174 с.

Зиновьев С.В., Подцибастенкова Е.А. Структурно-породные парагенезисы Бухтарминского звена Иртышской зоны смятия // Структура линейно-амонтных зон стресс-метаморфизма: Сб. науч. Тр. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1990. С. 150-164.

Каримов К.И., Любецкий В.Н., Любецкая Л.Д., Урдабаев А.Т. Глубинное строение литосферы Юго-Западного Алтая по данным магнитотеллурических зондирований. – Геология Казахстана. 1994. № 5. С. 69–79.

Ковалев А.А. Мобилизм и поисковые геологические критерии. М., Недра, 1978. 287 с.

Мегакомплексы и глубинная структура земной коры Алтае-Саянской складчатой области. Под ред. В.С.Суркова. М.: Наука, 1988. 195 с.

Планета Земля. Энциклопедический справочник. Том «Тектоника и геодинамика». Редакторы Л.И.Красный, О.В.Петров, Б.А.Блюман. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, (МПР РФ, Федеральное агентство по недропользованию, РАН, ВСЕГЕИ), 2004. 652 с.

Поцелуев А.А., Ананьев Ю.С., Житков В.Г. и др. Дистанционные методы геологических исследований, прогноза и поиска полезных ископаемых (на примере Рудного Алтая). – Томск: STT, 2007. – 228 с.

Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. и др. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Зап. Алтае. Геотектоника, № 1, 1982, 44–58 с.

Структурный анализ Иртышской зоны хрупко- и вязкопластического течения горных пород (Северо-Восточный Казахстан) / В.Г. Владимиров, А.В. Травин, А.В. Плотников и др.. – В сб.: Материалы Международного научного семинара «Структурный анализ в геологических исследованиях». Томск, ЦНТИ, 1999. С. 60-64.

Структурный анализ при палеогеодинамических реконструкциях. – М., 1994, 256 с. (Роскомнедра, Госкомнедра Украины, Геокарт, МАНПО).

Туркин Ю.А., Федак С.И. Особенности локализации и геодинамическая позиция полиметаллического оруденения Рудного Алтая // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых: материалы научной конференции. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. С. 115-119.