МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ НАЦИОНАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЙ УНИВЕРСИТЕТ

# Петрология магматических и метаморфических комплексов

# Выпуск 8

Материалы Всероссийской конференции с международным участием

29 ноября – 2 декабря 2016 года

Томск 2016

# Сравнительная морфотектоника внешних и внутренних структур Рудно-Алтайского мегапрогиба

Гринёв О.М., Страхов А.А., Бестемьянова К.В., Гринёв Р.О.

Национальный Исследовательский Томский государственный университет, г. Томск tomskgrom@yandex.ru, Dameon91@mail.ru KsenijaVT@mail.ru, jadestone@yandex.ru

## Введение

Рудно-Алтайский мегапрогиб (РАМП) и соответствующая ему минерагеническая провинция осваиваются и изучаются уже почти 300 лет. Расположен мегапрогиб, как известно, на территории Восточно-Казахстанской области (ВКО) и на сопредельных территориях России и Китая (*рис. 1*). Широкую мировую известность Рудный Алтай получил в средине XVIII века после открытия и освоения вначале Змеиногорского, а затем и Ридерского (Лениногорского) месторождений. В ходе освоения этих и целого ряда других месторождений золото-серебряных полиметаллических руд формировалась первая за Уралом горнодобывающая и горно-металлургическая база царской России.

История освоения месторождений Рудного Алтая и создания добывающей и перерабатывающей индустрии царского и советского периодов России имеет непреходящую ценность сама по себе и рассмотрена во многих аналитических обобщениях, включая работы (Гринёв, 2002; Чекалин, 2008 и др.). Но помимо этого, работы на Рудном Алтае в значительной степени повлияли на организацию и проведение геологических исследований остальной части гор Южной Сибири и прежде всего Алтае-Саянской складчатой области (АССО) (Гринёв, 2005, 2008 и др.).

В настоящее время, после кризиса 90 гг. XX века, связанного с распадом СССР, горнодобывающая и перерабатывающая индустрия Рудного Алтая на территории России и ВКО возродилась вновь и набирает обороты. Его дальнейшая бесперебойная работа на перспективу напрямую связана с наращиванием минерально-сырьевой базы, что возможно только на основе всестороннего изучения опыта и наработок предшественников и проведении дальнейших геологических исследований в пределах РАМП, его рудных районов и месторождений, основанных на знании более достоверных, чем прежде закономерностей строения и развития Рудного Алтая.

В ходе прошедшей истории изучения мегапрогиба прошло множество острых дискуссий по закономерностям строения и размещения его месторождений и рудных районов. Немало накопилось и проблемных вопросов на эту тему, а также фактических материалов, значительно дополняющих прежние воззрения, что требует их систематизации, анализа и введения в систему устоявшихся представлений по геологии и минерагении мегапрогиба. Сегодня можно однозначно констатировать, что упрощенные представления о РАМП, как о структуре, представленной двумя антиклинориями, разделенными двумя синклинориями и обрамленные двумя зонами смятия, остались в прошлом. На повестке дня стоит проблема корректного переосмысления представлений предшественников, более глубокого выяснения специфики структурно-тектонического положения мегапрогиба. Взаимодействия его с обрамляющими структурами, формирования внутренней структуры, составляющих его разноранговых морфоструктур, и связи с ними установленных рудных районов и месторождений, которые необходимы для надежного научного прогноза и поиска новых рудных объектов.

За последние 20-30 лет предпринимались многие попытки решения этой сложной проблемы (Щерба и др., 1984; Большой Алтай ..., 1998; Даукеев и др., 2002; Ананьев и др., 2010; Туркин, 2010 и др.). В опубликованных этими авторами работах раскрыты многие новые аспекты геологии и минерагении Рудно-Алтайского феномена, однако проблема в целом далека еще от своего решения. Предлагаемая статья имеет целью внести посильный вклад в расшифровку ряда вопросов геологии мегапрогиба. Основное внимание в ней будет уделено попытке проведения сравнительного морфоструктурного анализа зон внешнего обрамления РАМП, представленных Иртышской и Северо-Восточной зонами смятия (ИЗС и СВЗС), и приуроченных к ним девонских прибортовых депрессионных зон и их связи с внутренними морфоструктурами прогиба. В литературе с прибортовыми зонами связано большинство спорных вопросов, но к ним, в то же время, приурочено большинство установленных рудных районов и наиболее крупных месторождений. Более того, от решения ряда вопросов, связанных с этими зонами повышенной проницаемости. в значительной степени зависит расшифровка и внутреннего строения самого РАМП и его рудоносных структур.

#### Методика исследований

Общий анализ геологического строения РАМП при изучении государственной геологической карты масштаба 1:1000 000 (Лист М-44 (45), Усть-Каменогорск, 1979) показывает, что прибортовым депрессионным зонам, приуроченным к зонам смятия, в строении и истории развития мегапрогиба принадлежит особая роль пограничных структур. В девоне они являлись основной ареной вулканизма и накопления осадочно-терригенно-вулканогенных молассоидов. К ним приурочено большинство субвулканических образований, сопровождавших вулканизм. В периоды спада активности вулканизма в осевой зоне РАМП проявлялся интрузивный магматизм, формировавший внутренние антиклинорные своды мегапрогиба. Эти процессы происходили на фоне масштабных трансрегиональных преобразований, параллельно протекавших в смежной Обь-Зайсанской складчатой системе герцинид в девон-карбон-пермское время, что напрямую отражалось на динамотермальной переработке ИЗС.

СВЗС напрямую контактировала с Коргонским грабенообразным прогибом, структурно связанным с формированием девонских рифтогенно-континентальных структур АССО и непосредственно - Горного Алтая. Байкало-каледонский цоколь АССО в девоне подвергся мощной деструкции с формированием трансрегиональной Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы (Гринёв, 1994, 2; 1999; 2003; 2007, 2014; 2016; Девонские ..., 1996; Воронцов и др., 2014 и др.). Таким образом, РАМП в девоне подвергался воздействию геодинамических процессов, характерных для складчатого пояса с юго-запада и рифтогенно-складчатой системы с северо-востока, на что обращалось внимание в работах (Даукоев и др., 2002; Промыслова, 2005 и др.). В итоге получается, что ИЗС, СВЗС и приуроченные к ним депрессионные зоны, испытывали на себе с одной стороны активность процессов, протекавших в пределах самого РАМП, а также процессов, связанных с формированием структур его обрамления.

Следует отметить, что в работах предшественников ИЗС, СВЗС и девонские прибортовые зоны обычно отождествляются (Щерба и др., 1984; Чиков, Зиновьев, 1996; Глубинные ..., 2002 и др.), что вряд ли оправдано. Процессы формирования прибортовых депрессионных зон (вулканизм, седиментогенез, формирование вулкано-тектонических структур) и процессы приразломного динамометаморфизма, продолжавшиеся и после девонско-каменноугольного этапа развития РАМП, хотя и сосредоточены в пределах наиболее проницаемых зон в обрамлении РАМП, но совершенно различны и отождествлять одни и другие неправомерно. Тем более что в ряде работ предшественников, заложение разломных зон в обрамлении РАМП считается додевонским (Нехорошев, 1966; Ротараш и др., 1982; Большой Алтай ..., 1998 и др.).

Структурно-морфологическому анализу подвергалась существующая геологическая основа мегапрогиба (геологические карты масштаба 1:2500 000; 1:1000 000; 1: 500 000 и 1: 200 000). Прослеживание основных элементов геологических структур в современном рельефе с помощью космических снимков (Googl Eath), а также на геолого-геофизических (магнитной и гравиметрической) картах. В процессе анализа устанавливались особенности строения основных структурных элементов прогиба и их взаимоотношений друг с другом, а также проявления фрактальности этих элементов (разделения на структурные элементы более низкого ранга). Выявлялись системы разломов мегапрогиба, отрисованные на геологической основе, а также проявленные в современном рельефе и геофизических полях.

Морфоструктурному анализу подверглась и китайская часть РАМП при помощи расшифровки космических снимков и с выделением тех же элементов структурно-тектонического строения, что и у российско-восточноказахстанской его части.

Важным дополнением полученных данных в ходе предпринятого анализа явились материалы опубликованных работ коллег по мегапрогибу за последние 15-20 лет, особенно в части уточнения стратиграфии девонских толщ, состава структурно-метаморфических и минеральных парагенезисов зон динамометаморфизма, изотопно-геохимического состава магматитов и метаморфитов и их возраста.

Помимо региональных морфоструктурных исследований РАМП, проводились рекогносцировочные геологические исследования в пределах отдельных его рудных районов. В разные годы они касались Змеиногорского, Лениногорского, Золотушинского и Прииртышского районов, а также района Холзунского железорудного месторождения.

Начиная с 2000 года, заверка регионально-геологических данных по РАМП проводилась в российской части Рудного Алтая и касалась анализа рудоносных прогибов мегапрогиба как составных частей (сегментов) его прибортовых депрессионных зон. Значительная доля внимания была отведена изучению рудных полей ряда конкретных месторождений – Змеиногорского, Стрижковского, Зареченского и некоторым другим, входящим в состав Змеиногорского и Рубцовского рудных районов. В ходе работ уточнялось структурно-тектоническое положение этих месторождений и привязка их к конкретным вулкано-тектоническим морфоструктурам девона и рудоносным стратиграфическим уровням.

Руды и вмещающие толщи этих месторождений подвергались детальному минералого-геохимическому и изотопно-геохимическому изучению. Результаты работы периодически отражались в печати (Гринёв, 2002<sub>1-2</sub>; 2004<sub>1-2</sub>; Гринёв, Бестемьянова, 2013; 2014; 2015; Бестемьянова, Гринёв, 2013, 2014, 2015, 2016; Туркин, Гринёв, 2015).

#### Особенности структурно-тектонической позиции мегапрогиба

Специфика тектонического положения РАМП заключается в его пограничном положении между двумя герцинскими трансрегиональными системами, имеющими различную геодинамическую природу, формирование которых шло параллельно друг к другу. Первая из них представлена тремя складчатыми областями: Центрально-Западно-Сибирской; Обь-Зайсанской; и Южно-Монгольской, образующими единый складчатый пояс герцинид, который полукольцом обрамляет АССО РАМП и прилегающие структуры Монголии с севера, запада и юга. Первая из этих областей скрыта под MZ-КZ чехлом Западно-Сибирской плиты. На поверхности частично обнажается лишь её Колывань-Томская складчатая зона. Заложение герцинского пояса произошло на байкало-салаиро-каледонском гетерогенном фундаменте.

Вторая герцинская трансрегиональная структура, расположенная с северо-востока от РАМП, представлена Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтогенно-континентальной системой (ТМЗС РКС). Непосредственно с РАМП сочленяется сравнительно крупный Коргонский грабенообразный прогиб, заложившейся в раннем девоне. Однако этот прогиб через трансструктурный долгоживущий шов, который в пределах Горного Алтая именуется Чарышско-Теректинским разломом, сочленяется с Онгудайским, Уйменско-Лебедским, Делюно-Юстыдским рифтогенными прогибами, в совокупности образующими западную (Западномонгольско-Горноалтайско-Кузнецкую) лепрессионную зону ТМЗС РКС (Гринёв, 2007, 2; Гринёв, 2014 и др.). Весьма примечательно, что своими северным и южным сегментами, представленными девонскими Кузнецким и Делюно-Юстыдским прогиба-

ми, эта депрессионная зона в девоне непосредственно смыкалась со структурами герцинского складчатого полукольца, опоясывающего АССО и структуры Монголии с севера, запада и юга. В постдевонское время эти связи были нарушены надвиговыми структурами (рис. 1). Кроме западной, в состав ТМЗС РКС входят (Тувинско-Минусинско-Западносибирская) осевая и восточная (Агульско-Приенисейская) депрессионные зоны, которые, наряду с западной, образуют структурный каркас рифтовой системы. Девонская РКС, в отличие от герцинского складчатого пояса, не имеет площадного распространения. Основой её морфоструктурного парагенезиса являются север-северо-западные приразломные депрессионные зоны и разделяющие их горстовые поднятия, трансгрессивно вписанные в додевонский байкало-салаиро-каледонский цоколь АССО и Монголии.



Рис. 1. Схема размещения Рудно-Алтайского мегапрогиба на территории России и Восточного Казахстана



Рис. 2. Схема основных морфоструктур Рудно-Алтайского мегапрогиба (а) и структурные схемы полигонных сегментов прибортовых депрессионных зон девона (б, в). 1 – девонские и додевонские (?) гранитоиды змеиногорского комплекса, 2 – карбоновые гранитоиды алейского комплекса, 3 – раннепермские гранитоиды калбинского комплекса, 4 – интрузии основного состава нерасчлененные (D, C, P), 5 – метаморфические комплексы (O-S?), 6 – нерасчлененные толщи, 7 – толщи прибортовых депрессионных зон а) средне-верхнедевонские и б) ранне-средне-верхнедевонские, 8 – толщи среднего-верхнего девонабыструшинского и белоубинскогосинклинориев, 9 – толщи верхнего девона – нижнего карбона Калба-Нарымской СФЗ, 10 – байкалиды и каледониды Горного Алтая, 11 – Калба-Нарымская СФЗ, 12 – Барнаульская впадина, 13 – динамометаморфические образования выступов основания (R-€1), 14 – шовные зоны 1-го порядка, 15 – разрывные нарушения, 16 – границы структурно-вещественных комплексов, 17 – основные морфоструктурные элементы: I – Алейский гранитно-метаморфический свод (ГМС); II – Синюшинский свод; III – Соловьёвский свод; IV – Золотушинско-Иртышско-Курчумская прибортовая депрессионная зона, приуроченная к Иртышской зоне смятия; V – Змеиногорско-Белоубинско-Маркакольская прибортовая депрессионная зона, приуроченная к северо-восточной зоне смятия, VI – Быструшинский синклинорий; VII – Белоубинский синклинорий; VII – Коргонский грабенообразный прогиб; IX – Курчумский выступ динамометаморфитов докембрия (?) – раннего палеозоя; X – Терехтинский выступ байкалид.

## Размеры и форма РАМП

В подавляющем большинстве работ предшественников при описании РАМП рассматриваются обычно его обнаженные российская и восточно-казахстанская части, которые по протяженности от г. Рубцовска и до границы с Китаем составляют около 500 км. В наиболее широкой северо-западной части ширина мегапрогиба составляет около 110 км, а на юго-востоке, в правобережье р. Нарын постепенно уменьшается до 65-70 км. Однако уже в левобережной части долины этой реки, русло которой трассирует региональный субширотный неотектонический разлом, ширина мегапрогиба резко возрастает до 90-100 км. Это происходит за счет причленения к мегапрогибу с юго-запада крупного Кургумского горстообразного выступа динамометаморфитов докембрийско(?)-раннепалеозойского возраста, обрамленного по периферии девонскими приразломными прогибами прибортовой депрессионной зоны РАМП. А с северо-востока – происходит резкое увеличение ширины юго-восточного (Маркакольского) сегмента прибортовой северо-восточной девонской депрессионной зоны мегапрогиба.

Отчлененный Нарынским субширотным разломом Курчумско-Маркакольский поперечный блок РАМП довольно резко контрастирует по ширине с его смежной Белоубинской частью, но сохраняет при этом все основные черты их структурного и формационного единства и принадлежности к единой структуре.

Важно отметить, что российско-восточно-казахстанская часть РАМП, являясь его основной частью, не охватывает мегапрогиб целиком, так как он еще имеет выклинивающиеся по простиранию северо-западную (российскую) и юго-восточную (Китайскую, Синьузянь-Уйгурскую) части. Северо-западная его часть погружена под MZ-KZ чехол Западно-Сибирской плиты в лице Барнаульской впадины и прослежена к северу по данным бурения и геофизики. Юго-восточная (китайская) часть хорошо выражена геологически, прослеживается на космоснимках и имеет протяженность около 360 км до места полного выклинивания. С учетом северо-западной (погруженной) и юго-восточной китайской частей общая протяженность РАМП может достигать около 1000 км при соотношении длины к ширине как 10:1.

Таким образом, в плане РАМП представляет собой линейно-линзовидный тектонический блок с хорошо выраженными структурными ограничениями в виде систем сближенных субпараллельных разломов ИЗС (Калба-Нарымская система) и СВЗС (Локтевско-Маркакольская и Локтёвско-Караиртышская системы) и приуроченных к этим системам девонских прибортовых депрессионных зон.

С юго-запада РАМП контактирует с черными сланцами ( $D_3$ - $C_1$ ) Калба-Нарымской СФЗ Обь-Зайсанской складчатой области, которые простираются и на юго-восток в пределы Китая. А с северо-востока он контактирует в основном со структурами, формируемыми горно-алтайской зеленосланцевой серией ( $C_3$ - $O_1$ ), содержащей разновеликие блоки динамомета-

морфитов докембрийско-раннекембрийского возраста. Курчумский выступ динамометаморфитов, по-видимому, представляет додевонско-каледонский цоколь всего Курчумско-Маркакольского тектонического блока, который также имеет докембрийско-раннепалеозойский возраст, о чем будет сказано ниже. Следует также отметить, что в пределах внутренних частей РАМП в ряде мест геолого-съемочными работами (до 2000 г.) были откартированы выходы зеленосланцевых метаморфитов, весьма близкие по составу породам горно-алтайской серии. На основании этого в работах до 2000 г. в литосферном блоке, вмещающем РАМП, выделялись три структурных этажа: докембрийско-салаирский; каледонский и герцинский (Нехорошев, 1966; Бедарев, 1984; Государственная ..., 2001 и др.).

#### Основные черты внутреннего строения РАМП

Внутренняя структура российско-восточно-казахстанской части мегапрогиба на геологических картах проявлена достаточно четко и в целом может быть определена как симметрично-асимметричная. Симметричный характер и структурную целостность ей придают протяженные по всей длине прибортовые депрессионные зоны девона, имеющие в разной степени выраженное, четко видное строение и трассирующие совокупность сближенных и субпараллельных региональных разломов ИЗС и СВСЗ, а также расположенные в срединной части гранитно-метаморфические своды, или антиклинории (Козлов, 2015) (*puc. 2*).

*Юго-западная прибортовая (Золотушинско-Иртышско-Курчумская) депрессионная зона* девона имеет вид явно линеаризованной тектоникой структуры, слагаемой серией четковидно-расположенных линзовидно-линейных блоков (с северо-запада на юго-восток): Золотушинско-Белоусовского; Белоусовско-Октябрьского; Октябрьско-Большенарымского; Большенарымско-Внерхнекурчумского; и Верхнекурмуско-Алексеевского. Протяженность линзовидных блоков-сегментов составляет от 80 до 120 км, в средних частях их ширина составляет 15-25 км, а в пережимах уменьшается до 5-8 км (*рис. 2*).

Северо-восточная прибортовая депрессионная зона девона (Змеиногорско-Белоубинско-Маркакольская) заметно менее линеаризирована и более четко разделена на совокупность кулисно подставляющих друг друга линзообразных блоков-сегментов: Змеиногорско-Быструшинского; Уба-Хамирского; Хамирско-Нарынского; и Нарынско-Маркакольского (рис. 2). Протяженность этих блоков-сегментов составляет от 110 до 120-140 км. В средних частях сегментов их ширина достигает 25-35 до 40 км, а в суженных уменьшается до 17-20 км. Примечательно, что северо-западный Змеиногорско-Быструшинский прогиб депрессионной зоны, соответствующий одноименному рудоносному прогибу, располагается под острым углом (15-20<sup>0</sup>) к зоне сближенных региональных разломов СВЗС - Локтевскому, Кузнецовскому, Синюшинскому и др. Достигая на юго-востоке Лениногорского гранитоидного массива прогиб разветвляется на две ветви – Лениногорскую и Верхнеульбинскую, а на юго-восточной периферии этого массива они вновь соединяются вместе и выклиниваются, кулисно подставляя при этом Уба-Хамирский блок-сегмент. Верхнеульбинская ветвь при этом входит в пределы СВЗС, которая, в месте причленения к ней Коргонского грабенообразного прогиба, испытывает коленообразный перегиб, меняя простирание с север-северо-западного на субширотное, а затем, за пределами контуров прогиба вновь приобретает север-северо-западное простирание.

Внутреннее пространство между девонскими прибортовыми депрессионными зонами РАМП занимают Алейский и Синюшинский гранитно-метаморфические своды (ГМС), отстоящие один от другого на расстояние в 65 км. На юго-запад от Синюшинского ГМС на расстоянии около 50 км располагается слабо вскрытое эрозией Соловьёвское поднятие и приуроченный к ней габбро-гранитный интрузив, формирующий структуру купольно-кольцевого типа.

В общих чертах ГМС имеют сложное мозаичное строение с элементами зонально-кольцевого распределения интрузивных и метаморфических фаций. При этом общие контуры ГМС в плане характеризуются как овально-вытянутые с ориентировкой данных осей в субмеридиональном направлении. Протяженность этой оси у Алейского ГМС составляет около 110 км, у Синюшинского ГМС, совместно с Лениногорским гранитоидным массивом, – также 110 км, а у Соловьёвского купола – около 55 км (*puc. 2*).

Пространство между Алейским и Синюшинским ГМС занимает Быструшинский синклинорий, который в плане имеет форму асимметричной буквы «Н» с укороченной левой верхней и правой нижней «ножками» и, наоборот, удлиненными правой верхней и левой нижней «ножками», расположенными диагонально друг другу. В осевой части синклинория, располагающейся в седловине между ГМС, находится крупное поле (25х55 км) трапециевидных очертаний, выполненное нижнекаменноугольными стратифицированными толщами. С удалением на периферию Быструшинского синклинория, от ограниченного разломами трапециевидного нижнекарбонового поля, стратифицированные толщи поля сменяются верхнедевонскими, преимущественно туфогенно-терригенными отложениями, а те, в свою очередь, сменяются среднедевонскими вулканогенно-осадочными накоплениями. Это характеризует сводный стратиграфический разрез синклинория как довольно сложный, представленный несколькими структурными подъярусами девона и нижнего карбона. Следует также отметить, что, помимо центральной части синклинория, нижнекарбоновые толщи довольно существенно развиты в пространстве между Белоусовско-Октябрьским сегментом ИЗС и юго-западной периферией Синюшинского ГМС. Примечателен также и тот факт, что диагонально расположенные удлиненные «ножки» буквы «Н», условно отражающей форму Быструшинского синклинория в плане, представленные Алейско-Убинской и Ульбинско-Октябрьской структурно-фациальными подзонами, вместе с трапециевидным полем развития нижнекарбоновых толщ, образуют в плане S-образную линзовидно-площадную структуру,

длинная ось которой имеет субмеридиональное простирание и протяженность не менее 170 км. Укороченные «ножки» другой диагонали буквы «Н», представленные Верхнеберезовским и Лениногорским прогибами (структурно-формационными подзонами), в совокупности с тем же трапециевидным полем нижнекарбоновых толщ простираются на 140 км, подчеркивая тем самым асимметричный характер синклинорных структур, выполняющих внутреннее пространство РАМП.

Далее по простиранию на юго-восток от Синюшинского ГМС располагается Соловьёвская СФЗ, имеющая в плане форму, близкую к прямоугольному треугольнику. Вершина прямого угла его располагается вблизи г. Октябрьский. Короткий катет прямого угла простирается на северо-восток на расстояние около 60 км и достигает г. Путинцево. Структурно катет приурочен к долине р. Бухтарма, трассирующей северо-восточный поперечный разлом мегапрогиба. Длинный катет простирается на юго-восток по долине р. Иртыш и в месте слияния рр. Иртыша и Нарын входит в пределы Курчумского блока, одновременно трассируя северо-восточный (внутренний) фас прибортового девонского прогиба. Простирание его составляет около 110 км и он также трассируется разломом, отделяющим девонский прибортовой прогиб от структур, выполняющих внутреннее пространство мегапрогиба. Диагональ, соединяющая концы катетов условного прямоугольного треугольника, также трассирована системой субмеридиональных разрывов, осложненных в средней ее части совокупностью дугообразных и полукольцевых разломов, фиксирующих Соловьёвский свод. Протяженность диагонали составляет около 120-130 км.

Внутреннее пространство этого треугольника является довольно сложным. В Путинцевском остром его углу располагается Зыряновский рудоносный прогиб, выполненный средне-верхнедевонскими вулканогенно-осадочными толщами. Вдоль длинного катета располагается серия разлинзованных узколинейных и полосовидных тел гранитоидов, прорывающих стратифицированные толщи фамена, а также турне и визе нижнего карбона. Вдоль Кедрово-Бутачиханского субмеридионального разлома располагается протяженное полосовидное тело гранитоидов аналогичной пространственной ориентировки, ограничивающее Зыряновский прогиб с запада. Вблизи острого угла длинного катета и гипотенузы располагается Соловьёвская сводово-кольцевая структура, в пределах которой турнейско-визейские толщи нижнего карбона прорываются телами раннепермских габбро и гранитоидов (Травин, 2016 и др.).

И крайней юго-восточной структурой, выполняющей пространство между сближающимися друг с другом прибортовыми депрессионными зонами РАМП, является *Белоубинский синклинорий (СФЗ)*, по форме близко напоминающий тупоугольный треугольник с двумя острыми противоположными углами. Вершина тупого угла синклинория располагается в месте выклинивания острого угла, образуемого длинным катетом и гипотенузой треугольника Соловьёвской СФЗ (рис. 2). Гипотенуза этого треугольника одновременно является длинной стороной тупого угла Белоубинского треугольника и соответственно имеет разломную природу. Другая, укороченная, сторона тупого угла этого треугольника простирается вдоль системы разломов, отделяющих внутреннюю границу прибортового девонского прогиба от структуры синклинория. Протяженность ее составляет около 100 км. И длинная сторона тупого треугольника представляет собой внутреннюю границу, отделяющую северо-восточный девонский прибортовой прогиб от структуры Белоубинского синклинория. Эта граница оттрассирована разломом и зоной трансгрессивного налегания нижнекарбоновых толщ на живетско-франские отложения девона. Протяженность длинной стороны тупого треугольника, представляющего синклинорий, составляет около 220 км (рис. 4). Следует отметить, что примерно параллельно субмеридиональной длинной стороне тупого угла треугольника простирается система линейных и дугообразных сопряженных разломов, делящих пространство прилегающего острого угла пополам. Наличие этой совокупности сопряженных разломов приводит к явному короблению нижнекарбоновых толщ, характерному для сдвиговых дислокаций. В плане контуры этой субмеридиональной системы разломов имеют сглаженную S-образную форму, сходную с конфигурацией длинной диагонали Быструшинского синклинория. Следует также отметить, что южный выклинивающийся угол Белоубинского треугольника, расположенный в пределах Курчумско-Маркакольского блока также характеризуется искривленной S-образной формой сторон и продольных внутренних зон приразломных дислокаций.

Довольно яркая выраженность геометризации внутренних структур РАМП, отмечаемая по ходу их описания, свидетельствует о неразрывной связи разломных систем с процессами формирования описанных морфоструктур. При этом по масштабам, интенсивности проявления и ориентировке в пространстве разломные системы подразделяются на следующие группы. Наиболее протяженными и древними по времени заложения являются разломы зон смятия и приуроченных к ним прибортовых депрессионных зон, имеющих северо-западное простирание. В парагенезисе с ними находятся субмеридиональные разлом S-образной формы, делящие внутреннее пространство РАМП на ряд секторов, выполняемых ГМС и межсводовыми синклинориями. В третью группу входят субширотные разломы, активизированные в девоне, а затем и на более поздних этапах формировании РАМП, включая неотектонический этап. Четвертая группа представлена поперечными северо-восточными разломами, делящими РАМП на поперечные блоки. Примерами их являются Бухтарминский и Ульбинский разломы, которые также как и разломы 3-ей группы закладывались в девоне и активизировались в последующих этапах развития РАМП.

## Характер выраженности морфоструктур РАМП в современном рельефе и геофизических полях

Отражение морфоструктур в рельефе прослеживалось при помощи космических фотоснимков системы "Google earth". Анализу подвергалась вся обнаженная часть мегапрогиба, начиная от г. Рубцовска на северо-западе и до г. Кёктокай Синьцзянь-Уйгурского автономного округа Китая. Протяженность структуры составляет около 860 км. Вначале проводился общий анализ характера рельефа в пределах площади мегапрогиба и с фиксацией его отличий от рельефа обрамляющих структур. Затем устанавливались морфоструктурные элементы мегапрогиба, наиболее отчетливо выраженные в современном рельефе с краткой характеристикой их основных особенностей.

В общих чертах современные формы рельефа и ландшафта в пределах РАМП весьма разнообразны и довольно отчетливо отражаются на космоснимках. Так, в северо-западной части РАМП к западу от условной субмеридиональной линии гг. Усть-Каменогорск – Верхубинка – Змеиногорск развит пенеплен со степным, холмисто-увалистым и останцовым типом рельефа. Этот же тип рельефа распространяется и к западу в левобережье р. Иртыша, где называется Казахским мелкосопочником.

К востоку от субмеридиональной линии Змеиногорск – Верхубинка-Усть-Каменогорск – Серебрянск наблюдается горно-таёжный тип рельефа, который от низкогорного на западе постепенно повышается к востоку до среднегорного гольцового. Внешние границы у этой части мегапрогиба на западе отчетливо фиксируются долиной р. Иртыш, а на северо-востоке совокупностью непротяженных гольцовых хребтов – Колыванского, Тигерекского и Коксуйского, имеющих северо-западное простирание.

На условной субширотной линии Усть-Каменогорск – Риддер (Лениногорск) от Коксуйского хребта ответвляется субширотный Ивановский хребет, подножье которого трассируется долиной р. Ульба и одноименным субширотным разломом. В целом часть мегапрогиба, ограниченная пространством между гг. Риддер – Усть-Каменогорск – Серебрянск – Путинцево, характеризуется заметно возвышенным рельефом. На западе в правобережье р. Иртыш он низкогорный, на северо-востоке и востоке у Ивановского и Коксуйского хребтов средне-высокогорный. В направлении на юг к гг. Серебрянск – Путинцево снижается до холмисто-увалистого. Южной границей этой части мегапрогиба служит врезанная долина р. Бухтарми, трассирующая одноименный северо-восточный разлом.

Пространство между гг. Серебрянск – Путинцево – Солдатово – Большенарымское (Соловьёвская и Белогубинская СФЗ) характеризуется выположенным холмисто-увалистым и останцовым типом рельефа, начиная от долины р. Иртыш на юго-западе до верхнего (северо-западного) течения р. Бухтарма. Лишь периферическая часть этой территории характеризуется среднегорным рельефом и фиксируется Холзунским хребтом и северо-западной частью хр. Листвяга, имеющих северо-западное простирание. Характерно, что с севера эта территория ограничивается долиной р. Бухтарма, а с юга долиной р. Нарын, которые трассируют одноименные разломы.

Далее к юго-востоку границы и внутреннее строение РАМП выражены в рельефе заметно менее отчетливо, чем у вышеописанных его частей. Но вместо этого в рельефе весьма резко проявлен крупный Курчумско-Маркакольский тектонический блок субширотного простирания, в средней части которого располагаются морфоструктуры южного продолжения мегапрогиба. Внешним контурам этого блока подчинено резкое изменение строения речной сети Иртыш-Зайсанской акватории и переориентировка простирания горных хребтов с северо-западного на субширотное направление.

С севера от смежного Белоубинского блока мегапрогиба этот блок отделен довольно крупным неотектоническим разломом субширотного простирания, трассируемым долиной р. Нарын. Этот разлом простирается на восток далеко за пределы мегапрогиба, уходя в структуры Горного Алтая и севера Западной Монголии. На стыке границ России, Китая и Западной Монголии разлом разветвляется. Однако его ветвь простирается дальше на восток по долине р. Цаган-Гол, где с юга ограничивает западно-монгольскую часть Калгутинской вулкано-тектонической структуры девона. Другая поворачивает на юго-восток, проходя по долине верхнего течения р. Кобдо и межгорного озера Хатон-Нур. Эта ветвь ограничивает восточный фланг неотектонического блока. На всем протяжении этот разлом сопровождается горными хребтами: Нарынским, Южный Алтай и другими.

На северо-западе Курчумско-Маркакольского блока, в месте слияния рек Иртыш и Нарын, Иртыш резко меняет направление своей долины с северо-западного на субширотное, а далее (вверх по течению) и вместе с акваторией оз. Зайсан описывает почти правильное полукольцо, оконтуривающее описываемый неотектонический блок с запада. В юго-восточной оконечности этого полукольца, от места впадения р. Черный Иртыш в оз. Зайсан и далее к востоку, тектонический характер ограничения южного фаса блока затушеван рыхлыми отложениями, связанными с глубоким выветриванием и выравниванием рельефа. Лишь в восточной высокогорной части блок четко ограничен субширотным разломом, трассируемым долиной верхнего течения р. Бурчун. Характерно, что р. Черный Иртыш, обогнув юго-западную оконечность тектонического блока, вновь приобретает северо-западное простирание своей долины как и в российско-восточноказахстанской части мегапрогиба.

Ширина РАМП в пределах Курчумско-Маркакольского блока на севере резко расширяется, а на юге, наоборот, заметно сужается. Границы прибортовых депрессионных зон девона и южного (выклинивающегося) угла Белоубинского синклинория, выполненного нижнекарбоновыми толщами, S-образно искривляются, а сами прибортовые зоны девона сходятся друг с другом. К юго-западу от РАМП расположен Курчумский выступ докембрийско(?)-раннекембрийских динамометаморфитов. Этот выступ имеет протяженность с северо-запада на юго-восток около 120 км при ширине от 8-10 до 27 км. Характерно при этом, что прибортовой девонский прогиб РАМП при подходе с северо-запада к Курчумскому выступу раздваивается на две ветви, облекая его по периферии. На юге восточной периферии выступа эти ветви вновь сливаются воедино и причленяются к северо-восточной прибортовой депрессионной зоне, уходя на китайскую территорию.

В рельефе отмеченные морфоструктуры выражены неотчетливо и фрагментарно в виде невысоких гряд, возвышенных зон смятия толщ, останцов выветривания интрузивных массивов. В немалой степени затушевыванию границ морфоструктур РАМП здесь способствует горный неотектонический рельеф в виде хр. Курчумского, Азутау, а также впадина озера Маркаколь.

В западной (Прииртышско-Зайсанской) части Курчумско-Маркакольского блока интенсивно проявились процессы глубокого химического выветривания и выравнивания рельефа. В центральной его части, где расположены морфоструктуры РАМП, рельеф пестрый от выровненного до низко-среднегорного, и в восточной части – средне- и высокогорный, глубоко расчлененный врезанными долинами рек и межгорных озер.

В целом размеры Курчумско-Маркакольского блока весьма значительны. По длинной субширотной оси они составляют около 400 км при ширине в 100-120 км. Важно отметить, что для нижнекарбоновых толщ западной части блока характерно субплатформенное залегание стратифицированных толщ, резко отличное от складчатого состояния одновозрастных толщ СФЗ Обь-Зайсанской складчатой области, что характерно для консолидированных массивов, перекрытых более молодым чехлом. В сочетании с Курчумским выступом динамометаморфитов и субширотным структурным планом свидетельствует о его докаледонской природе. По-видимому, Курчумский горстообразный выступ этого блока представляет собой своего рода лишь верхушку «айсберга», подобного расположенному восточнее Южно-Чуйскому выступу байкалидов Горного Алтая.

Китайская часть РАМП, так же как и российско-восточноказахстанская, довольно отчетливо выражена в рельефе, но со своими особенностями. От границы с Казахстаном и до места полного выклинивания в районе г. Кёктокай на юго-востоке эта часть РАМП имеет протяженность около 360 км при ширине на северо-западе около 90 км. Причем большая часть территории китайской части РАМП подвержена глубокому химическому выветриванию, выравниванию рельефа и опустыниванию, как и обширные площади, расположенные к юго-западу от неё. Исключение составляет лишь небольшая северо-восточная краевая часть данной территории мегапрогиба, где развит низко-среднегорный рельеф. Территория мегапрогиба изобилует множеством рек, русла которых в его пределах имеют обычно северо-восточное простирание и впадают в Чёрный Иртыш. Однако большинство этих рек имеют сухие русла и паводковый тип стока. На водных реках построено множество искусственных водохранилищ.

Основные элементы морфоструктуры китайской части РАМП имеют следующие выражения. Прибортовые депрессионные зоны и зоны смятия, в отсутствии геологической основы, расшифровываются с определенной долей условности, тем не менее, в общих чертах дешифрируются удовлетворительно. Так, вполне очевидно, что долина р. Черный Иртыш, хорошо выраженная на местности заметным врезом долины и русла, трассирует зону трансрегионального разлома, который из российско-казахстанской части, пересекая Курчумско-Маркакольский блок, простирается вдоль всей юго-западной периферии китайской части мегапрогиба. Более подробно описать зону этого разлома нельзя, в том числе по причине того, что опустынивание территории сглаживает и заносит рыхлыми отложениями многие характерные черты её строения. Но в общем структурном плане эта зона является очевидным продолжением ИЗС.

Аналог СВЗС российско-казахстанской части РАМП выражен на отдельных отрезках по-разному. На наиболее протяженном участке от г. Кёктокай в месте выклинивания мегапрогиба и до г. Алтай граница прогиба четко прослеживается по тектоническому уступу в рельефе и приуроченному к нему гривообразному поднятию, фиксирующим северо-восточный борт мегапрогиба. По характеру выраженности в рельефе зона смятия и здесь имеет разломную природу, сопровождаемую смятием как пород мегапрогиба, так и пород обрамляющих структур. Эта зона, имеющая основное северо-западное простирание, осложняется частыми субмеридиональными срывами, отчего имеет ступенчатый в плане характер. По всей вероятности здесь имеется аналог девонского прибортового прогиба (депрессионной зоны), как в российско-восточноказахстанской части РАМП, но который является более узким и постепенно выклинивается к юго-востоку. На отрезке от г. Алтай и до китайской границы характер строения аналога СВЗС заметно меняется. Вместо сравнительно ровной и сплошной прибортовой зоны, здесь наблюдается серия отрезков этой зоны протяженностью 30-50 км и шириной около 8-10 км, кулисно подставляющих друг друга. Причем юго-западные выклинивающиеся окончания этих блоков имеют деформированный линзовидный рисунок, напоминающий букву «S». Степень подобной деформированности нарастает к границе с Курчумско-Маркакольским блоком.

По характеру внутреннего строения в этой части РАМП выделяются два основных блока. Весьма однородный Алтайско-Кёктокайский, выполненный, как можно судить по космическим снимкам, складчатой ритмично и тонкослоистой серо- и темноцветной карбоновой толщей. Складки имеют линейно-площадной характер, простирание, конформное прибортовым ограничением блока. Интенсивность и линейность складчатых дислокаций толщ возрастает здесь по мере выклинивания блока в юго-восточном направлении.

Следующий блок (Биелезек-Бурчунский), примыкающий к Курчумско-Маркакольскому блоку, имеет наиболее сложное внутреннее строение. В пределах блока просматривается несколько линзовидных и выклинивающихся к югу блоков меньшего порядка, простирающихся на юг за пределами Курчумско-Маркакольского неотектонического блока. Данный блок интенсивно посечен разнонаправленными разломами (северо-западными, северо-восточными, субмеридиональными и субширотными), осложнен зонами приразломного смятия, трешиноватостей, усложнен присутствием тел интрузивных пород. Процессы интенсивного химического выветривания и опустынивания, развитые здесь, не позволяют характеризовать эти структуры в полной мере.

Наиболее четко в пределах китайской составляющей РАМП в рельефе представлены поперечные разломы северо-восточного простирания, продольные северо-западные разломы, ограничивающие мегапрогиб, субмеридиональные разломы «S»-образной формы и фрагментарно проявленные субширотные разломы, простирающиеся на восток в пределы структур Монгольского Алтая.

В распределении разломов в пределах этой части РАМП прослеживается определенная закономерность, близкая по типу к регматической сети. Вследствие этого, в ряде мест мегапрогиба образуются закономерно расположенные узлы их пересечения, типа «треугольников» пересечения, подобных выше описанной Соловьёвской СФЗ, но меньшего размера. Ряд таких «треугольников» располагается в местах слияния водных рек с врезанными долинами с р. Чёрный Иртыш (рр. Каба, Бурчун, Алтай).

## Характер выраженности морфоструктур РАМП в геофизических полях

Аномальное магнитное поле. На карте данного поля масштаба 1:1000 000 (Лист М-44(45), Усть-Каменогорск, 1975) основные черты главных морфоструктур (СФЗ) читаются удовлетворительно. В первую очередь это касается ИЗС и СВЗС, субмеридиональных «S»-образных разломов и приуроченных к ним зон повышенной трещиноватости, рассланцевания и метаморфизма. В меньшей степени проявлены общие очертания Алейского и Сиюшинского сводов и Соловьёвского поднятия, а также Быструшинского и Белоубинского синклинориев. В затушеванном виде просматриваются наиболее крупные разломы субширотного простирания. При этом, распределение скоплений локальных аномальных положительных полей оттеняет, как на графическом рисунке, общую симметрично-асимметричную структуру РАМП, отражая положение ИЗС, СВЗС, площади развития ГМС и синклинориев.

Максимальное сгущение мелких и средних по размерам и максимальных по интенсивности положительных магнитных аномалий сосредоточено в ИЗС. Они сгруппированы в скопления повышенной плотности и интенсивности, приуроченные к Золотушинско-Белоусовскому, Белоусовско-Октябрьскому и Октябрьско-Большенарымскому сегментам. Непротяженные промежутки между этими сегментами ИЗС характеризуются заметно менее плотным сосредоточением положительных магнитных аномалий и пониженными значениями их интенсивности.

В пределах Курчумско-Маркакольского тектонического блока сегмент ИЗС выражен неодинаково. На входе и выходе зоны смятия этот блок интенсивность положительных магнитных аномалий характеризуется средними значениями, а внутри блока падает до нуля и даже до отрицательных значений. Хорошо выражен повышенными положительными значениями узел пересечения ИЗС с субширотным Нарынским разломом.

Следует также отметить, что на отрезке Октябрьско-Большенарымского сегмента ИЗС, непосредственно контактирующего с крупным Калбинским батолитом, юго-западный фас магнитных аномалий выглядит резко ограниченным, словно срезанным тектоникой. А к северо-западу и юго-востоку за пределами воздействия этого батолита заметно падает интенсивность положительных магнитных аномалий, их контуры выглядят словно размытие и выходящие за пределы ИЗС.

Нечетко выраженным является также и продольный северо-восточный фланг ИЗС, вследствие непрерывного распространения скоплений локальных положительных магнитных аномалий на северо-восток во внутренние пределы РАМП с постепенным снижением их интенсивности с удалением от ИЗС. Причем проникновение этих аномалий во внутрь РАМП является избирательным. Они формируют в плане несколько треугольно-пилообразных выступов, которые выполняют пространство: между южным фасом Синюшинского и Соловьёвского сводов («треугольная» Соловьёвская СФЗ); по северной периферии Синюшинского и смежной южной и северной периферии Алейского сводов (Быструшинская СФЗ). Кроме того, поля магнитных аномалий пониженных значений интенсивности покрывают большую часть площади и самих этих ГМС, сложенных в основном гранитоидами, в меньшей степени метаморфитами и реликтовыми блоками девонских стратифицированных толщ. Лишь ядерные части сводов характеризуются отрицательными значениями магнитного поля. На северо-востоке мегапрогиба вершины пилообразных в плане контуров треугольников, в которых сосредоточены средние по интенсивности положительные магнитные аномалии, сливаются с аномалиями СВЗС.

Характер выраженности положительными магнитными аномалиями CB3C заметно отличается от ИЗС. Здесь он имеет выраженный линейный характер с хорошо ограниченными границами. Внутри этой, протяженной вдоль CB3C, линейной полосы аномалии повышенных значений магнитного поля группируются в короткие скопления (секторы) полей средней и высокой интенсивности. Промежутки между ними заполнены аномалиями с заметно боле пониженными значениями магнитного поля. Наиболее показательным в этом плане является отрезок CB3C в северо-восточном обрамлении Белоубинского синклинория и Нарынско-Маркакольский сегмент Курчумско-Маркакольского блока.

Сегментарно сгруппированные скопления положительных аномалий высокой интенсивности располагаются в пределах Холзунского хребта, а еще более крупное поле располагается северо-западнее от него, где покрывает Лениногорский девонский прогиб и одноименный рудный район.

Северо-западнее по простиранию СВЗС располагается крупная группа площадных положительных магнитных аномалий, фиксирующих зону сочленения Коргонского грабенообразного прогиба с прибортовой девонской депрессионной зоной. При этом наиболее интенсивные значения аномалий отмечаются здесь в пределах СВЗС. Далее на северо-запад располагаются еще две интенсивных положительных магнитных аномалий, одна из которых (линейного типа) сопровождает Змеиногорско-Быструшинский девонский рудоносный прогиб и располагается западнее СВЗС. А другая более крупная и площадная располагается в пределах смежного Талицкого блока (Чарышская и Белорецко-Амелихинская группа блоков), сложенного ордовик-силурийскими толщами Горного Алтая, но также за пределами СВЗС (к востоку от неё). При этом характерно, что эта группа блоков с трех сторон окружена выходами гранитоидных массивов.

Дополнительно следует отметить, что в пределах крайней северо-западной части РАМП (северо-западный угол листа М-44(45) располагается крупная площадная положительная аномалия, приуроченная к Рубцовскому своду и одноименному рудному району. Характерно, при этом, что в плане аномалия имеет эллипсоидальную форму.

Важно также отметить, что Курчумско-Маркакольский тектонический блок также оконтурен линейными прерывистыми средними и локальными высокими по интенсивности положительными магнитными аномалиями. Первые оконтуривают его полукольцом с запада, располагаясь в пределах долин р. Иртыша и озера Зайсан. Вторые располагаются в узлах пересечения Нарынского субширотного разлома с зонами смятия и приуроченными к ним прибортовыми депрессионными зонами РАМП.

Курчумский выступ также хорошо выражен совокупностью слабых и средних положительных магнитных аномалий, хорошо различимых на однородном поле интенсивных отрицательных магнитных аномалий. Важно так же отметить факт того, что линейные положительные магнитные аномалии трассируют зону выхода Чарского офиолитового пояса девона, выходящего на поверхность, а также его погребенную часть, простирающуюся на юго-восток. Зона этих аномалий по простиранию достигает полукольца магнитных аномалий, опоясывающих с запада Курчумско-Маркакольский блок и по касательной сливается с ним.

Корреляция пространственного размещения полей аномального магнитного поля и основных морфоструктур РАМП позволяет высказать несколько предположений о природе этих аномалий. Наиболее очевидным причинами возникновения аномалий, по-видимому, являются процессы преобразования пород в зонах развития разломов, сопровождаемым динамометаморфизмом, и других проявлений разрывной тектоники, а также внедрения интрузий основного состава и кислого состава, за счет преобразования ими вмещающих пород в пределах экзоконтактов.

Крупными и наиболее интенсивными отрицательными магнитными аномалиями в пределах РАМП характеризуются терригенно-осадочные толщи нижнего карбона Белоубинского и центральной части Быструшинского синклинориев, а также фрагментарные части Алейского и Синюшинского ГМС. При всем при этом, ГМС характеризуются доминированием «сгустков» локальных положительных магнитных аномалий, как и выходы девонских толщ прогибов, насыщенные интрузивами основного и кислого составов.

**Гравиметрическая карта** масштаба 1:1000 000 (Лист М-44(45), г. Усть-Каменогорск, 1975). Данная карта позволяет увидеть ряд других черт геологического строения данной территории, которые с одной стороны подтверждают отмеченные выше закономерности строения РАМП, а с другой выявляют новые, обусловленные гравитационным балансом коровых масс прогиба и обрамляющих региональных структур.

Так, наиболее однородным гравитационным полем средней интенсивности характеризуется территория развития герцинид Обь-Зайсанской складчатой области, представленных в основном толщами карбона и локальными выходами девона, имеющими более светлый тон на карте. При этом четко прослеживается генеральный северо-западный структурный план герцинид.

Юго-западная граница РАМП со структурами Обь-Зайсанской области выражена довольно резко в виде гравитационной ступени с заметным изменением фона гравитационного поля в пределах мегапрогиба. С северо-запада на юго-восток в пределах прогиба по интенсивности цветового фона гравиметрической карты выделяется несколько «блоков»: Рубцовский, погруженный под MZ-КZ чехол Западно-Сибирской плиты; Алейский, соответствующий одноименному ГМС и прилегающей к нему части Быструшинского синклинория; Синюшинский, соответствующий одноименному ГМС и расположенному южнее Соловьёвскому своду. Причем, южная часть последнего «блока», имеющего наиболее густой цветовой тон карты, относительно остальных «блоков», отличается резко выраженными и сходящимися к югу ограничениями с юго-запада и востока, придающими его южной части форму острого угла. Согласно геологической основе с запада мегапрогиб обрамляется здесь Калбинским батолитом, а с востока резкое ограничение связано с системой S-образных разрывных нарушений меридионального разлома, отделяющего Соловьёвскую СФЗ от смежного Белоубинского синклинория.

Судя по гравиметрической карте, с юга-запада Синюшинско-Соловьёвский блок ограничивается крупным тектоническим блоком с повышенной интенсивностью гравитационного поля, в пределах которого наиболее активно проявлялась интрузивная деятельность, связанная со становлением калбинского комплекса. Причем, блок Калбинского батолита здесь слит в единый «монолит» с Курчумско-Маркакольским блоком и Белоубинским синклинорием, обладающим сравнивыми по интенсивности гравитационными полями. Более того, повышенная интенсивность гравитационного поля отмечается для всех структур Горного Алтая, обрамляющих РАМП с востока. Доминирующим в этих структурах является субширотный план гравитационных аномалий с максимальной цветовой нагрузкой в юго-восточной части Листа М-44(45). Здесь отрисована крупная аномалия восток-северо-восточного простирания, в которую входит и Курчумско-Маркакольский блок и Южно-Чуйский выступ байкальских метаморфитов Горного Алтая. В геолого-геоморфологическом отношении данная аномалия фиксирует наиболее высокогорную часть юга Горного Алтая, содержащую ряд метаморфических выступов древнего фундамента региона.

Примечательно, что северо-восточная граница РАМП, как и юго-западная, также довольно четко фиксируется резкой сменой интенсивности гравиметрического фона горно-алтайских структур в сторону его усиления, но граница раздела структур здесь не прямолинейная, а извилистая, с рядом «заливов» повышенного горно-алтайского гравиметрического поля в пределы РАМП. Причем, эти «заливы» фиксируют местоположение ряд рудоносных девонских прогибов и их рудных районов: Зыряновского, Лениногорского и Змеиногорского.

Высокая интенсивность гравитационных полей структуры Горного Алтая, в отличие однородного поля герцинид Обь-Зайсанской области неоднородна. Помимо отмеченной южной восток-северо-восточной полосы (гравитационной ступени), выделяется еще одна ступень такой же ориентировки, примерно фиксирующая северный край структур Горного Алтая. На фоне доминирующего восток-северо-восточного плана структуры гравиметрических ступеней Горного Алтая, хорошо просматривается более локальный субмеридиональный структурный план второстепенных аномалий, оси которых особенно уверенно проявлены в пределах девонских грабен-рифтовых структур и региональных разломов, к которым они приурочены.

В целом анализ гравиметрической карты показывает, что структура РАМП на ней выделяется вполне отчетливо и имеет заметные отличия как от герцинид Обь-Зайсанской складчатой области, так и каледонид Горного Алтая. Для РАМП отчетливо проявлен его продольный северо-западный структурный план, наличие сквозных субмеридиональных ослабленных зон и ряда поперечных блоков со ступенеобразным повышением интенсивности гравитационного поля от Алейского к Синюшинскому, Белоубенскому и Южно-Алтайскому (Курчумско-Маркакольскому) блокам.

#### Обсуждение результатов

1. Структурно-тектоническая позиция РАМП определяется его расположением в зоне влияния двух трансрегиональных герцинских структур различной геодинамической природы: Обь-Зайсанской складчатой области и Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы. С первой мегапрогиб активно взаимодействовал непосредственно и по всему своему простиранию в течение D, C, P и T. Со второй непосредственное взаимодействие осуществлялось через Коргонский грабенообразный прогиб и систему сопряженных глубинных разломов Горного Алтая, к которым приурочены грабен-рифты западной депрессионной зоны рифтовой системы. РАМП испытывал определенное воздействие со стороны обрамляющих его герцинских структур, но основная роль в его развитии принадлежит внутренним тектоно-магматическим процессам. Высокая эндогенная активность РАМП выражалась в интенсивном девонском вулканизме, сосредоточенном, главным образом, в пределах его прибортовых депрессионных зон и в меньшей степени во внутренних прогибах, обрамлявших ГМС. В раннем карбоне активность вулканизма заметно снизилась и продолжалась лишь во внутренних депрессиях мегапрогиба.

Во внутренней осевой зоне мегапрогиба активно проявлялся габбро-гранитоидный и гранит-граносиенитовый интрузивный многофазный магматизм, сформировавший Алейский и Синюшинский ГМС и Соловьевский свод. В ходе формирования мегапрогиба этот магматизм мигрировал с северо-запада на юго-восток и согласно данным предшественников (Владимиров и др., 2001, 2008; Куйбиди и др., 2013; Травин, 2016 и др.) охватывал интервал времени с D по P и, возможно, Т. Согласно данным геолого-съемочных работ до 2000 г., в ядерных частях ГМС возможно размещение гранитоидов O-S возраста (Геологическая..., 1980).

Примечательно, что в пределах Колба-Нарымской СФЗ Обь-Зайсанской складчатой области, РАМП и его северо-восточной периферии располагаются три пояса интрузивов существенно гранитоидного состава: 1) наиболее насыщенный интрузивами Колба-Нарымский (С-Р); 2) средней степени насыщенности, сложно построенный и прерывистый – Рудно-Алтайский (D-С-Р и Т?); и 3) наименее насыщенный, фрагментарный – Северо-Восточный (Колыванско-Белоубинско-Верхнееловский) (Р<sub>2</sub>-Т-J?). Условия формирования этих поясов в значительной степени отражают условия взаимодействия РАМП с обрамляющими структурами.

2. Форма и размеры РАМП. С учетом северо-западной погребенной и Китайской частей протяженность РАМП составляет около 1000 км при ширине в 110 км (10:1). В плане мегапрогиб представляет собой узкую линзовидно-линейную полосу, которую с юго-запада обрамляют структуры Обь-Зайсанской складчатой области, а с северо-востока – структуры Салаира, Горного Алтая и Монгольского Алтая. Подобные формы и значительная протяженность обычно характерны для существенно тектонизированных сквозных региональных структур типа крупных шовных зон, зон динамометаморфизма, выполняющих роль своеобразных «сварных швов» в коллаже разнородных террейнов.

Однако, в случае с герцинидами РАМП это не соответствует их эпизональному тектоно-фациальному выполнению, за исключением динамометаморфитов и тектонитов, обрамляющих и сравнительно узких зон смятия. Девонско-карбоновое формационное выполнение мегапрогиба, принадлежащее эпизоне, сохраняет все признаки наземного вулкано-тектоно-седиментационного типа палеорельефа.

В составе периферии ГМС и краевых частей девонских прогибов, обрамляющих ГМС, вскрываются выступы однородных флишоидных зеленосланцевых толщ. По внешним признакам они практически идентичны зеленосланцевым толщам горно-алтайской серии ( $C_3$ - $O_1$ ). До 2000 г. эти выступы метаморфитов считались раннепалеозойскими, но затем были отнесены к силур-раннедевонским образованиям в составе корбалихинской толщи Государственная..., 2001), что находится в диссонансе с их структурно-тектоническим положением, формационном составом и уровнем регионального метаморфизма.

Согласно проведенному  $Ar^{40}/Ar^{39}$  датированию кварц-серицитовой жилы из толщи подобных зеленых сланцев, выходящих на поверхность на западных флангах Змеиногорского рудного поля, их возраст соответствует 436,6 ± 5,3 млн. лет, что отвечает границе О и S. Полученное плато датировки весьма выдержанно и свидетельствует о существенной гомогенности процесса метаморфизма. Анализ был выполнен в лаборатории ОИГиМ г. Новосибирска под руководством А.В. Травина (2016 г.). Данная датировка позволяет утверждать, что образование первичных флишевых осадков, в последствии превращенных в зеленые сланцы, соответствует возрасту не позднее О.

3. Основные черты строения РАМП определяются типом его внешних и внутренних структур, которые находят соответствующе отражение в современном рельефе, а так же и в геофизических полях. К внешним структурам, обрамляющим РАМП по его периферии, относятся его прибортовые депрессионные зоны девона, отличающиеся сегментированным строением, в разной степени затушеванным процессами приразломного динамометаморфизма.

Внутренне строение РАМП определяется формированием в его осевой зоне сравнительно автономных Алейского, Синюшинского ГМС и Соловьевского свода и разделяющих их вулкано-терригенно-осадочных синеклиз (Быструшинской и Белоубинской). Данные морфоструктуры, включая прибортовые депрессионные зоны, обычно рассматриваются в ранге СФЗ. В пределах СФЗ выделяются подзоны. Для прибортовых депрессионных зон это сегменты – прогибы типа Рубцовского, Змеиногорского, Лениногорского, Золотоушинского, Прииртышского. Для синеклиз - это ядерные их части, а так же совокупность прогибов, расположенных по периферии ГМС, которые обладают сокращенными мощностями средне-верхнедевонских, реже средне-верхнедевонских-нижнекарбоновых накоплений. В пределах этих структурно-формационных подзон (сегментов-прогибов, прогибов) выделяются более низкие по рангу совокупности вулкано-тектонических и седиментационных структур, которые в свою очередь распадаются на частные вулкано-тектонические, тектоно-седиментационные структуры купольного, купольно-кольцевого и кольцевого типов, приразломные мульды, вулкано-тектонические депрессии, зачастую состоящие из нескольких сросшихся вулканических и вулкано-субвулканических центров.

Установленные в пределах РАМП рудные районы, как правило, соответствуют рангу структурно-формационных подзон, где занимают часть их территории, а месторождения соответствуют частным вулкано-тектоническим структурам.

Важнейшую роль в формировании совокупности этих сопряженных разноранговых структур играли разномасштабные, разнонаправленные и кинематически различные разломы, что отмечалось большинством предшествующих исследователей. Так, например, в работе (Щерба и др., 1984) рассмотрена вся совокупность разрывных нарушений, проявленная в пределах РАМП, а так же и в смежной Колба-Нарымской СФЗ. Согласно схеме, приведенной в этой работе, вся совокупность установленных разломов имеет по отношению друг к другу ортогональный характер и распределение по типу регматической сети. При этом разломы высокого порядка имеют северо-западное и субмеридиональное простирание. Зоны смятия и приуроченные к ним прибортовые депрессионные зоны девона, ограничены на схеме с обеих сторон надвигами северо-восточного падения. Локальные зоны повышенной трещиноватости и смятия характеризуются северо-западным простиранием. Редкая сеть меридиональных разломов выделена в качестве глубинных разломов каледонского заложения. Широтные разломы, имеющие «шаг» распространения аналогичный субмеридиональным разломам, так же определены как глубинные.

Корреляция этой совокупности разломов с конкретными структурами, РАМП позволяет сказать следующее. Наиболее масштабными и структурообразующими разломами для РАМП являются системы разломов прибортовых зон смятия (ИЗС и СВЗС). Они определяют его генеральный северо-западный структурный план, отделяют прогиб от смежных структур и очерчивают рамки внутреннего пространства мегапрогиба. По мнению большинства предшественников, эти системы разломов являются наиболее древними, догерцинскими. Следующими по масштабу являются субмеридиональные разломные зоны. Они делят внутреннее пространство РАМП на совокупность равновеликих диагональных блоков. Наиболее отчетливо они прослеживаются в осевых зонах синеклиз, сопровождаются сдвиговым короблением девонско-карбоновых толщ и имеют «Ѕ»-образные очертания. Своими крайними загнутыми окончаниями они смыкаются со структурами прибортовых депрессионных зон и зон смятия. Их «S»-образная форма придает образуемым ими ромбоидальным блокам форму линз. В структуризации внутреннего пространства мегапрогиба они имели доминирующее значение, так как длинные оси ГМС и синеклиз имеют очевидное субмеридиональное простирание. Внешние контуры ГМС так же на значительных расстояниях очерчиваются фрагментами подобных «S»-образных разломов, залеченных частично гранитоидами. По мнению авторов, совокупность разломов прибортовых зон смятия и «S»-образных субмеридиональных зон мегапрогиба связаны парагенетически и являются наиболее ранними, обеспечивающими его левостороннее дуплексное строение на уровне структуризации догерцинского зеленосланцевого цоколя.

Субширотные сдвиговые глубинные разломы накладываются на северо-западный и субмеридиональный структурный план ГМС и синеклиз. Вместе с тем, они обеспечивали субширотный восток-юго-восточный план девонского Коргонгского грабенообразного прогиба, отчленение Синюшинского блока мегапрогиба от смежной Быструшинской синеклизы и отчленение Курчумско-Маркакольского блока от основного тела мегапрогиба. По-видимому, по крайней мере часть этих разломов имела догерцинское заложение и активизировалась в девоне, а затем и на неотектоническом этапе. Поперечные северо-восточные нарушения на герцинском этапе не имели доминирующего развития, но активно проявились на неотектоническом этапе. Таким образом, среди всей совокупности разломных систем намечается выделение двух парагенетических групп: догерцинская (северо-западные масштабные зоны и субмеридиональные «Ѕ»-образные разломы, делящие внутреннее пространство мегапрогиба на равновеликие линзообразные сектора); и герцинская, в которую входят все совокупности разломов РАМП, включая догерцинские.

Основной структурный план внутренних структур РАМП имеет, согласно совокупности признаков, дуплексное строение, по-видимому, заложенное еще на додевонском (метаморфическом) этапе развития его основания. Этот структурный план имеет левосдвиговый характер и, по-видимому, герцинские структуры унаследовали и обновили его в следствие активного взаимодействия с СФЗ Обь-Зайсанской складчатой области. На этот структурный план наложен субширотный структурный план, простирающийся из структур Горного Алтая и фрагментарно формирующий правосдвиговую дуплексную структуру мегапрогиба, о чем говорит в своих работах Ю.А. Туркин (2010 и др.).

По-видимому, на герцинском этапе формирования РАМП его левосдвиговая (основная) и правосдвиговая (дополнительная) кинематика структур прибортовых депрессионных зон и внутренних СФЗ и подзон были обусловлены его взаимодействием с обрамляющими и активно развивающимися структурами герцинид и активностью самого РАМП, в следствие чего и сформировались с его обоих бортов ИЗС и СВЗС. Одним из механизмов последовательного «опрессовывания» РАМП со стороны смежных герцинид являлся механизм трансгрессивно-регрессивных циклов, трижды проявлявшихся в девоне. Основными генераторами этих циклов являлись Чарская спрединговая зона и осевая депрессионная зона Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы. На этапе коллизии, естественно, доминировал стресс со стороны Обь-Зайсанских структур.

Неотектонический этап так же оживил и преобразовал разломные системы РАМП и отпрепарировал его внутренние морфоструктуры. Проведенный морфоструктурный анализ для выявления характера выраженности морфоструктур РАМП в современном рельефе показал, что с разной степенью детальности структура мегапрогиба хорошо читается как в рельефе, так и в геофизических полях. Это дает повод для более углубленного анализа как самого мегапрогиба, так и догерцинского цоколя региона. Особенно это касается таких структур как Курчумско-Маркакольский блок. Само расположение РАМП в виде возвышенной предгорной ступени перед фронтом высокогорных хребтов Монгольского Алтая и Горного Алтая наводит на мысль об особых свойствах подстилающей его земной коры. Неотектоническое расчленение мегапрогиба на поперечные пониженные и пенапленезированные и возвышенные расчлененные (Синюшинский и Курчумско-Маркакольский) блоки говорит о необходимости поблокового определения уровня его эрозионного среза, несомненно отражавшегося на степени вскрытия месторождений и рудных районов в целом.

В ряде работ предшественников указывалось на достаточно геометризированный характер размещения рудных районов мегапрогиба, в чем одна из ведущих ролей принадлежит узлам пересечения разнонаправленных разломных систем. Проведенный анализ подтверждает этот вывод как на уровне всего РАМП, так и его составных структур и приуроченных к ним рудных районов. Материалы авторов по Змеиногорскому рудному району и его месторождениям так же подтверждают: двухэтажное строение мегапрогиба; важную роль структурного фактора в размещении месторождений; приуроченность месторождений к определенным типам частных вулкано-тектонических структур, формирование которых происходило в течение дискретного проявления ранне-, средне- и позднедевонского этапов развития РАМП.

#### Литература

- Ананьев Ю.С., Поцелуев А.А., Житков В.Г., Назаров В.Н., Кузнецов А.С. Космоструктурная модель Зыряновского рудного района (Рудный Алтай) // Известия Томского Политехнического университета.-2010.-Т.316, № 1.- С. 24-31.
- Бедарев Б.П. Геолого-структурные особенности размещения колчеданно-полиметаллических месторождений в Прииртышском рудном районе. Автореферат диссертации кандидата г.-м.н. Усть-Каменогорск, 1984.
- Бестемьянова К.В., Гринев О.М.Новые данные по геологии и минералого-геохимическому составу барит-полиметаллических руд Змеиногорского месторождения (Рудный Алтай) // Третья Российская молодежная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ, 2013.-с.59-62.
- Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Минеральный состав околорудных метасоматитов барит – полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай).// Четвертая Российская молодежная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ РАН, 2014.-с.67 - 72.
- Бестемьянова К.В. Минералого-геохимическая характеристика вкрапленных медных руд Западно-Стрижковского месторождения (Рудный Алтай) // Вопросы естествознания.-2015.-№3(4).-С. 13-16.

- Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Тектоника и стадийность рудообразования барит – полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Материалы третьей международной научной конференции «Корреляция алтаид и уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения.- Новосибирск, 2016. - С. 23-25
- Большой Алтай: геология и металлогения. В. 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение/ Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Стучевский Н.И. и др. Алматы, 1998.-304 с.
- Воронцов А.А., Федосеев Г.С., Андрющенко С.В. Девонский вулканизм Минусинского прогиба Алтае-Саянской области: геологические, геохронологические и изотопные Sr-Nd характеристики пород // Геология и геофизика.-2013.-Т. 54, №9.- С. 1283-1313.
- Владимиров А.Г., Козлов М.С., Шокальский С.П. Основные возрастные рубежи интрузивного магматизма Кузнецкого Алатау, Алтая и Калбы // Геология и геофизика.- 2011.-Т42, №8.-С. 1157-1178.
- Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Хромых С.В. Пермский магматизм и деформация литосферы как следствие термических процессов в земной коре и мантии // Геология и геофизика.-2008.-Т.49, №7.-С.621-636.
- Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана/под. ред С.Ж. Даукеева, Б.С. Ужкенова, А.А. Абдуллина и др. Алматы: РГП ИАЦ РК, 2002.-Т.1.-224с. Т.2-272с.
- Геологическая карта СССР. Масштаб 1: 1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист М-44(45), Усть-Каменогорск, 1908.-145 с.
- Государственная геологическая карта РФ масштаба 1: 200 000. Изд. 2-ое. Серия Алтайская. Лист М-44-XI (Змеиногорск). Объяснительная записка. – СПб: Изд-во СПб картофабрики ВСЕГЕИ, 2001. 174с.
- 14. Гринев О.М. Индикаторные признаки проявления и закономерности эволюции рифтогенно-континентальных зон обрамления Сибирский платформы // Проблемы геологии Сибири / Тез. докладов Юбилейной конференции – Томск: Изд-во Томского университета, 1994-С. 168-171.
- Гринев. О.М. О механизме формирования грабеновых структур северной части Кузнецкого Алатау // Вопросы геологии Сибири.- Томск: Изд-во Томского университета, 1994,.- С. 237-259.
- 16. Гринев О.М. Особенности морфотектоники, магмо-рудогенеза и золото-платиноносности рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы // Структурный анализ в геологических исследованиях / Материалы I международного научного семинара.- Томск: Изд-во ЦНТИ, 1999.- С. 77-88.
- Гринев. О.М. Историческая ретроспектива и потенциал месторождений Рудного Алтая как источника золота и серебра // Материалы 2-ой ежегодной научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов».-Томск: Изд-во ТГУ, 2002<sub>1</sub>.-С. 44-58.

- Гринев О.М. К проблеме технологического освоения золото-серебряных барит-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Материалы 2-ой ежегодной научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов».-Томск: Изд-во ТГУ, 2002,.-С. 32-43.
- Гринев О.М. Морфотектоника рифтогенных систем обрамления Сибирской платформы и рудоносность их формаций // Щелочные комплексы Центральной Сибири: сборник научных трудов.-Красноярск, КНИИГГиМС.-2003.- С.36-54.
- Гринев О.М. Морфотектоника рифтогенных систем и рудоносность формаций обрамления Сибирской платформы // Платина России. Т.5. Сборник научных трудов: Проблемы развития, оценки, воспроизводства и комплексного использования минерально-сырьевой базы платиновых металлов.-М.: Геоинформмарк, 2014<sub>1</sub>.- С. 380-401.
- Гринев О.М. К проблеме технологического освоения золото-серебряных барит-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Материалы 2-ой ежегодной научной конференции «Петрология магматических и метаморфических комплексов».-Томск: Изд-во ТГУ, 2004<sub>2</sub>.-С. 122-129.
- 22. Гринев О.М. Эволюция взглядов на геологическое строение Алтае-Саянской складчатой области и девонский этап ее развития // Материалы V Всероссийской петрографической конференции «Петрология магматических комплексов».-Томск: Изд-во ТГУ, 2005.-С. 168-181.
- Сринев О.М. Тувинско-Минусинско-Западносибирская рифтогенная система: геология, морфотектоника, минерагения // Вестник ТГУ.- Томск: Изд-во Томского университета, 2007<sub>1</sub>.-№299.-С. 185-193.
- Гринев О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения.-Томск: STT, 2007,.-434 с.
- 25. Гринев О.М. Морфотектоника и магматизм Западномонгольского-Горноалтайско-Кузнецкой зоны девонских депрессий - составной части Тувинско-Минусинско-Западносибирской рифтовой системы / Корреляция Алтаид и Уралид: магматизм, метаморфизм, стратиграфия, геохронология, геодинамика и металлогения. Материалы Второго Российско-Казахстанского международного научного совещания. Новосибирск, 2014. С.37-39.
- Гринев О.М. Бестемьянова К.В. К вопросу о структурно-тектоническом контроле барит-полиметаллического оруденения Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) // Вопросы науки.-2015.- Т. 2.- с. 18-22.
- 27. Гринев О.М., Бестемьянова К.В. Геологическое строение и минеральный состав барит - полиметаллических руд Западно - Стрижковского месторождения (Рудный Алтай).// Третья Российская молодежная школа с международным участием «Новое в познании процессов рудообразования». Москва: ИГЕМ, 2013.-с.83-86.

- Девонская рифтогенная формация юга Сибири / Под. ред. В.П. Парначева, И.А. Вылцана.- Томск: Изд-во Томского университета. – 1996.-239с.
- Козлов М.С. Условия формирования Рудноалтайской металлогенической провинции // Геология рудных месторождений. – 2015. – Т. 57. – № 4.– С. 299-326.
- Котляр П.Д., Хромых С.В., Владимиров А.Г. Новые данные о возрасте и геодинамическая интерпретация гранитоидов Калба-Нарымского батолита (Восточный Казахстан) // Доклады Академии наук.-2015.-Т. 462, №5.-С.1-6.
- Куйбида М.Л., Крук Н.Н., Мурзин О.В., Шокальский С.П. Геологическая позиция, возраст и петрогенезис плагиогранитов северной части Рудного Алтая // Геология и геофизика.-2013.-№10.- С. 1668-1684.
- 32. Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. М.: Недра, 1966.- 307 с.
- Промыслова М.Ю. Геодинамические условия образования девонской рудоносной базальт-риолитовой формации Лениногорского горнорудного района (Рудный Алтай). Автореферат диссертации кандидата г.-м. наук. М., 2005.
- Ротараш И.А., Самыгин С.Г., Гредюшко Е.А. Девонская активная континентальная окраина на Юго-Западном Алтае // Геотектоника.-1982.-№1.-С. 44-58.
- Савинский И.А., Владимиров В.Г., Сухоруков В.П. Чечекская гранитогнейсовая структура (Иртышская зона смятия) // Региональная геология.-2015.-№1(21).-С.15-22.
- Травин А.В. Термохронология субдукционно-коллизионных, коллизионных событий Центральной Азии. Автореферат диссертации доктора г.-м. наук. Новосибирск, 2016.-54 с.
- Туркин Ю.А. Особенности тектонического строения и геотектоническая позиция Рудного Алтая // Природные ресурсы Гонного Алтая: сборник научных трудов, вып. 2.-Горно-Алтайск, 2010. - С. 55 – 70
- Туркин Ю.А., Новоселов К.Л. Петролого-геохимические особенности девонских гранитоидов северо-западной части Рудного Алтая // Известия Томского политехнического университета.-2012.-Т.321.-№1.-С. -5-15.
- Туркин Ю.А., Гринев Р.О. Гипербазиты и амфиболиты Угловско-Туруханского блока Иртышской зоны смятия // Вестник Томского государственного университета.- 2015.-№394.-С. 261-269.
- 40. Чекалин В.М. Северо-западный Алтай как родина горнозаводского дела Сибири в прошлом, настоящем и будущем. / Международный научно-практический форум «Минерально-сырьевая база Сибири: история становления и перспективы».-2008.-Том 2, изд. 2-ое.-С. 541-555.
- Щерба Г.Н., Дьячков Б.А., Нахтигаль Г.П. Металлогения Рудного Алтая и Калбы. – Алма-Ата: Наука, 1984. – 240 с.
- 42. Чиков Б.М., Зиновьев С.В. Послегерцинские (раннемезозойские) коллизионные структуры Западного Алтая // Геология и геофизика.- 1996.-Т. 37, №11.-С. 61-70.