

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЯХ

Добрецов Н. Л., Буслов М. М., Василевский А. Н.

## Аннотация

### АННОТАЦИЯ

В Забайкалье расположены такие известные геологические объекты как мезозойский Монголо-Охотский ороген и Байкальская сдвигово-рифтовая зона, крупнейший в мире позднепалеозойский Ангаро-Витимский гранитойдный батолит, которые сформировались на гетерогенном фундаменте неопротерозойско-раннепалеозойских окраино-континентальных комплексов Сибирского кратона. Район исследований подвержен влиянию мантийных плюмов, которые фиксируются проявлением мезозойского-кайнозойского вулканизма, а на ранних этапах также влияли на структурно-вещественные преобразования земной коры Забайкалья.

Забайкалье, вследствие проявления разновозрастных и различных по геодинамической природе процессов, является эталонным для оценки эффективности применения геофизических, в частности гравитационных методов в решении геолого-геодинамических задач. Новизна проведенных исследований заключается в целенаправленном применении гравитационных аномалий, полученных по спутниковым данным. В интерпретации геолого-геодинамических данных использовалось гравитационное поле, представленное в виде карт аномалий в свободном воздухе (аномалии Фая) и аномалий Буге. Показано, что аномалии Буге фиксируют крупные и глубинные неоднородности в литосферной мантии обусловленные в кайнозое, главным образом, воздействием мантийных плюмов. Если образование базальтовых ареалов и мантийных аномалий практически синхронно и вероятно связано генетически с формированием головки мантийных плюмов вблизи подошвы коры, то связь плюмов с формированием позднепалеозойского Ангаро-Витимского гранитойдного батолита только предполагается, в том числе на основе анализа гравиметрических данных.

Мезозойские комплексы метаморфических ядер и впадины, характеризующие эволюцию Монголо-Охотского орогена, отчетливо отражены на карте гравитационных аномалий Фая. Большинство обнаруженных мезозойских метаморфических ядер Забайкалья совпадают с овально-вытянутыми положительными аномалиями и примыкают к овально-вытянутым отрицательным аномалиям, фиксирующих мезозойские впадины.

С помощью анализа гравитационных аномалий Фая выявлена главная общая особенность рассматриваемой территории - четкое обособление зоны кайнозойского тектогенеза, выраженная зоной максимального перепада гравитационных аномалий от -110-120 mGal во впадинах до +90+100 mGal в хребтах, и системой рифтовых впадин с кайнозойскими, местами мезозойскими осадками, которые совместно формируют ромбовидно-прямоугольный узор Байкальской рифтовой зоны. Данный узор характерен в целом для кайнозойской структуры Центральной Азии, формирование которой обусловлено дальним влиянием Индо-Евразийской коллизии.

Ключевые слова. Тектоника, геодинамика, корреляция, гравитационные аномалии Фая и Буге, Байкальская сдвигово-рифтовая зона, Монголо-Охотский ороген, Ангаро-Витимский гранитойдный батолит.

**Ключевые слова:**

Тектоника, геодинамика, корреляция, гравитационные аномалии Фая и Буге, Байкальская сдвигово-рифтовая зона, Монголо-охотский ороген, Ангаро-Витимский гранитойдный батолит.

# ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ И ИХ ОТРАЖЕНИЕ В ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЯХ

Н.Л. Добрецов<sup>1,2</sup>, М.М. Буслов<sup>2,3,4</sup>, А.Н. Василевский<sup>1,2</sup>

1. *Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, 630090,  
Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

2. *Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2,  
Россия*

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

4. *Казанский федеральный университет, 420008, Казань, ул.Кремлевская, 18, Россия*

## ВВЕДЕНИЕ

В Забайкалье развиты геологические структуры и геодинамические комплексы, характеризующие неопротерозойско- раннепалеозойские окраино-континентальные геодинамические комплексы южной окраины Сибирского кратона, реактивированные в результате проявления мезозойской Монголо-Охотской и кайнозойской Индо-Евразийской коллизий. В районе исследований расположены такие известные геологические объекты как мезозойский Монголо-Охотский ороген и позднекайнозойская Байкальская сдвигово-рифтовая зона. К тому же в регионе широко развиты магматические комплексы, к числу к которым относятся крупнейший в мире позднепалеозойский Ангаро-Витимский гранитойдный батолит (площадь выхода на поверхность достигает 150 тыс. км<sup>2</sup>), геодинамическая природа которого дискуссионная. Район исследований подвержен воздействию мантийных плюмов, которые фиксируются проявлением кайнозойского вулканизма, а на ранних этапах также влияли на структурно-вещественные преобразования земной коры Забайкалья.

Статья продолжает серию работ, в которых гравитационные поля, выраженное в спутниковых или комбинированных базах данных (Anderson et al., 2016; Bonvalot et al., 2012), сопоставлены с геологической и геодинамической информацией (Добрецов и др., 2016, 2017; Добрецов, Василевский, 2018). Целью настоящей работы является решение вопроса, в какой мере кайнозойские процессы рельефообразования и мантийного магматизма связаны между собой и с предыдущими стадиями позднепалеозойского и мезозойского магматизма и рельефообразования в Забайкалье. Кроме того, в статье проведен анализ взаимосвязи коровых и верхнемантийных процессов в магматизме и рельефообразовании «зон активизации» от Гималаев до Байкала, а также необходимые пояснения об использовании спутниковых данных по гравитационному полю.

Особенностью объектов исследований настоящей статьи заключается в том, что гравитационные аномалии этого региона уже использовались соавтором этой статьи (Витте и др., 2009; Витте, Василевский, 2013), а также в других работах (Алакшин и др., 1991; Булгатов, 1988, 2015; Турутанов, 2011; и другие). Во многих работах, в том числе названных выше, использовались различные геофизические данные (гравитационные, магнитные, сейсмические), отличающиеся по масштабам и методикам их проведения, масштабу усреднения, принципам корреляции с геолого- геодинамическими данными. Поэтому результаты оказываются трудно сопоставимыми друг с другом и другими

обобщениями геодинамического характера (Глебовицкий и др., 2007; Ярмолук и др., 2001, 2003, 2008, 2013; Ярмолук, Коваленко, 2003; Добрецов, 2003, 2011; Добрецов, Буслов, 2007, 2011; Добрецов и др., 2013, 2016; Буслов и др., 2013).

Большой объем работ, в которых использованы гравиметрические данные, проведен для решения вопроса о формах и размерах Ангаро-Витимского батолита (Турутанов, 2011). В интерпретации гравиметрических данных был использован метод декомпенсационных аномалий [Зорин и др., 1985]. В этих аномалиях учтено не только влияние компенсации топографического рельефа, но и гравитационные эффекты предполагаемой локальной компенсации плотностных неоднородностей верхней части земной коры, т.е. в них в наиболее чистом виде отражаются крупные геологические объекты, расположенные в верхней части земной коры [Зорин и др., 1985; Zorin et al., 1989].

В настоящее время имеются многочисленные спутниковые данные вычисления гравитационных аномалий (например, в редукции Буге), с помощью которых можно вполне корректно решать многочисленные геолого-геодинамические задачи, не прибегая к чрезвычайно сложному методу получения декомпенсационных аномалий.

#### МЕТОДИКИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГРАВИТАЦИОННЫХ АНОМАЛИЙ

В настоящей работе для интерпретации геолого-геодинамических данных использованы электронные карты гравитационных аномалий, полученные по спутниковым данным. Гравитационное поле представлено в виде карт аномалий в свободном воздухе (далее для краткости и согласно укоренившейся в разведочной геофизике традиции будем называть их также аномалиями Фая) (рис.1) и аномалий Буге (рис.2). Гравитационные аномалии в свободном воздухе взяты из современной комбинированной «морской» модели DTU15 (Andersen, Knudsen, 2016), построенной по комплексу данных наземных измерений, спутниковым данным альтиметрии океанов и спутниковым гравиметрическим измерениям. На обзорной карте Забайкалья  $10^{\circ} \times 14^{\circ}$  (рис. 1) положительные аномалии Фая даны в красных и желтых тонах, нейтральный фон – в зеленых тонах, а отрицательные – в голубых, синих и черных тонах. Черные и синие тона подчеркивают глубоководные впадины Байкала и Баргузинскую впадину, выполненные мощными до многих километров осадками, а также другие мезозойские и кайнозойские осадочные впадины. Приведенная карта аномалий Буге (рис.2) рассчитана с помощью сайта ICGEM (Forste et al., 2014) и представляет классические аномалии, полученные для сферической модели с поправкой Буге от однородного слоя с плотностью  $2.67 \text{ г/см}^3$  с использованием модели рельефа DTM2006 (Pavlis et al., 2007).

Методические основы интерпретации гравитационных аномалий Фая и Буге, полученных из современных глобальных моделей, и возможности их использования в решение геолого-геодинамических задач детально рассмотрены в работе [Добрецов, Василевский, 2018].

В настоящем разделе рассмотрим корреляцию между гравитационными аномалиями, полученные по спутниковым данным, и наземными гравиметрическими данными, которые были широко использованы [Зорин и др., 1985; Турутанов и др., 2011; Zorin et al., 1989, 2011] для выявления форм и размеров Анагаро-Витимского батолита. Количественная интерпретация локальных гравитационных минимумов выполнена по предположению, что все они соответствуют влиянию крупных гранитоидных плутонов. Во

всех вариантах интерпретации удалось согласовать наблюдаемое и теоретическое гравитационные поля со среднеквадратическим отклонением не более  $\pm 2$  mGal. Средняя плотность позднепалеозойских гранитоидов для различных массивов, слагающих Ангаро-Витимский батолит, практически одинакова и с учетом заполнения части порового пространства водой составляет 2.62 г/см<sup>3</sup>. Средняя плотность вмещающих осадочных и осадочно-вулканогенных метаморфизованных толщ на большей части территории исследований соответствует интервалу 2.66–2.82 г/см<sup>3</sup> [Зорин и др., 1988; Зорин, Туруханов, 2004; Литвиновский и др., 1993]. С учетом сказанного средняя величина недостатка плотности гранитов принята близкой к 0.1 г/см<sup>3</sup>. С использованием карты декомпенсационных аномалий силы тяжести, составленной для территории Ангаро-Витимского поля гранитоидов, построены модели его глубинного строения по 39 интерпретационным разрезам, в том числе по двум комплексным, по которым использовались гравиметрические, магнитометрические и сейсмологические (включая данные ГСЗ) материалы. Результаты подбора тел, моделирующих гранитные плутоны, изображены на **рис. 3 Б**.

По системе интерпретационных разрезов построена карта изолиний толщины гранитоидов батолита (рис. 3А). В результате интерпретации показано (Турутанов, 2011), что все гранитные массивы, расположенные в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое линейно вытянутое интрузивное тело. Площадь проекции батолита на земную поверхность составляет почти 200 тыс. км<sup>2</sup>, его протяженность составляет около 750 км, ширина достигает 250 км. Толщина батолита изменяется по простиранию от 2 до 30 км, составляя в среднем 8–10 км. В целом же глубинная геометрия Ангаро-Витимского батолита в первом приближении может быть сопоставима с огромной пластиной со сложно построенной подошвой и субгоризонтальной кровлей (Турутанов, 2011). На рис.3 отчетливо видно, что локальная гравиметрическая карта (рис.3А), построенная на основе метода декомпенсационных аномалий, частично совпадает с картой гравитационных аномалий Буге (рис.3В), но структурный рисунок значительно более детальный.

#### ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ И СТРУКТУРЫ ЗАБАЙКАЛЬЯ, ИХ СВЯЗИ С ПЛЮМАМИ И ОТРОЖЕНИЕ В ГРАВИТАЦИОННЫХ ПОЛЯХ

Структура южного обрамления Сибирского кратона схематически показана на **рис.4** (Mazukabzov et al., 2012). В ней выделяются структурно-вещественные комплексы, относящиеся к разновозрастным террейнам, аккрецированным к Сибирскому кратону в неопротерозое и венде-раннем палеозое (Zorin et al., 1995; Парфенов и др., 1996,1999, 2003; Складов и др., 1997; Гордиенко, Метелкин, 2016). Террейны представлены фрагментами активных континентальных окраин, сформированных в результате субдукции литосферной плиты Палеоазиатского океана. В среднем и позднем палеозое террейны вновь были мобилизованы в активную окраину, связанную с субдукцией океанической литосферной плиты Монголо-Охотского океана.

В результате многоэтапной субдукции и последующих внутрикоровых процессов, а также синхронного мантийного магматизма значительная площадь территории Забайкалья оказалась насыщенной позднепалеозойскими гранитоидами, а древние осадочно-вулканогенные образования сохранились в виде отдельных изолированных участков. В мезозое в результате закрытия Монголо- Охотского океана произошло столкновение окраинно-континентальных комплексов Северо-Китайского и Сибирского

континентов [Диденко и др., 2013], что привело к формированию обширного коллизионного Монголо-Охотского орогена, развитие которого сопровождалось образованием гранитов и комплексов метаморфических ядер (Склярков и др., 1997; Mazukabzov et al., 2012).

Гранитоиды позднепалеозойской магматической провинции Западного Забайкалья занимают площадь выходов около 150 тыс. км<sup>2</sup> (рис. 5). Их развитие (Литвиновский и др., 1993, 2001; Бурмакина, Цыганков, 2013; Цыганков и др., 2007, 2010, 2016; Цыганков, 2014; Litvinovsky et al., 2011) происходило на гетерогенной древней палеопротерозойской континентальной коре, содержащей блоки (домены) более молодого неопротерозойского и нижнепалеозойского ювенильного материала. Закономерное (во времени) изменение изотопного состава гранитоидов в сторону увеличения доли ювенильного компонента в их составе, с одной стороны, указывает на плавление ювенильной коры, с другой - отражает процесс смешения коровых и мантийных магм. В параметрах изотопного состава Nd геохимический эффект смешения маскируется особенностями изотопного состава базитов, с характерными отрицательными значениями Nd(T). Среди гранитоидов Западного Забайкалья доминируют известково-щелочные граниты баргузинского комплекса, составляющие не менее 2/3 общего объема позднепалеозойских гранитоидов. Относительно более поздние образования подразделяются на несколько магматических комплексов (чивыркуйский, зазинский, нижнеселенгинский, ранне- и позднекуналейский) и варьируют по составу от лейкогранитов до кварцевых сиенитов и кварцевых монцонитов.

Баргузинский позднекарбонново-раннепермский гранитоидный комплекс (325- 290 млн. лет) представлен авто- и аллохтонными биотитовыми гранитами. Для них характерны разновеликие останцы метаморфического субстрата, особенно в автохтонной фации, и изотопные характеристики, указывающие на образование магм за счет плавления "древних" коровых протолитов (Ярмолук и др., 1999, 2001). Чивыркуйский раннепермский комплекс (305-285 млн. лет) сложен преимущественно кварцевыми сиенитами и монцонитами, часто сопровождающиеся комбинированными дайками и мафическими включениями, являющимися прямым геологическим свидетельством смешения магм. Зазинский раннепермский комплекс (305-285 млн. лет) представлен в основном интрузиями субщелочных лейкогранитов и кварцевых сиенитов, для которых также характерны комбинированные дайки и синплутонические базитовые интрузии. Предполагается, что лейкограниты зазинского комплекса могли образоваться в результате дифференциации гибридного (кварцево-сиенитового) расплава, являющегося продуктом смешения коровых магм баргузинского типа с базитами, представляющими ранние фазы синхронного чивыркуйского комплекса. Нижнеселенгинский раннепермский комплекс (285-278 млн. лет) состоит из первично-шошонитовой монцонит-сиенит-кварсиенитовой серии, включающей синплутонические базитовые интрузии. Щелочно-гранитоидная ассоциация Западного Забайкалья традиционно подразделяется на два типа: позднепермский (раннекуналейский комплекс, 280-273 млн. лет) и позднетриасовый (позднекуналейский комплекс, 230-210 млн. лет).

Наиболее распространенные породы баргузинского комплекса с возрастом 310-330 млн. лет (средний-поздний карбон) плохо коррелируются с гравитационными аномалиями. Только наиболее молодые гранитоидные интрузии куналейского комплекса (230-210 млн. лет) сохранила округлые и полукольцевые формы и часто совпадают с мезозойскими

метаморфическими ядерными комплексами. В северо-восточной части баргузинского комплекса совпадает с Витимской мантийной аномалией, которая отчетливо фиксируется в гравитационных аномалиях Буге (рис.6). Ядерная часть и основное тело гранитоидов отображено как кольцо, а более вытянутый главный овал совпадает с центральной и внешней зоной гравитационной аномалии. В свою очередь центральный круг аномалии Буге совпадает со стволовыми плюмовыми аномалиями, достигающими подошвы коры и выделенные в работе (Zorin et al., 1989). Наиболее сильные аномалии (-150-200 mGal, синие и черные тона) совпадают с аномалиями, выделенными Ю.А. Зориным (Zorin et al., 1989; Зорин, Турутанов, 2004) и показаны на рис. 5 овалами. Они образуют в целом полосу длиной около 1000 км и шириной 200-250 км. Овалы рассмотрены как астеносферные выступы или проекции мантийных плюмов высотой до 45-50 км от основания земной коры (Zorin et al., 1989).

Аномалии Буге (рис. 6) фиксируют крупные и глубинные неоднородности, возникшие в литосферной мантии или вдоль границы коры в кайнозой и обусловленные, главным образом, воздействием позднекайнозойских мантийных плюмов. Контуры мантийных аномалий совпадают с полями проявления позднекайнозойских вулканитов и контурами Ангаро-Витимского, Хэнтайского и Хангайского гранитоидных батолитов (рис.5). Главные поля вулканитов сформированы в Южно-Байкальском и Южно-Хангайском ареале, образующие фактически единый Восточно-Саянский-Хангайский ареал. Астеносферные выступы здесь хорошо выражены на фоне общего поднятия астеносферы до глубины 100 км (Zorin et al., 1989). От этого главного ареала ответвляются три ветви, где сформированы небольшие и изолированные поля базальтов - Витимское и Удоканское, образующие Байкальскую ветвь, а также слабо выраженные Хангайскую и Южно-Гобийскую ветви.

Наиболее древние базальты (около 30 млн.лет) установлены в Южно-Хангайском и Южно-Гобийском ареале, а современные излияния базальтов обнаружено в Восточном Саяне и Удоканском ареале (Ярмолук и др., 1995; Рассказов и др., 2000, 2007). Поэтому возможный вариант распространения вулканизма над Монгольским супер-плюмом (Ярмолук и др., 1995; Добрецов и др., 2001) происходил с юга от Гоби и Хангая на северо-запад в восточный Саян и далее от оз. Хубсугул на северо-восток к Удоканскому полю. Но этот вариант детально не расшифрован. Возможен вариант расщепления Монгольского суперплюма на границе верхней и нижней мантии на несколько самостоятельных струй, верхние проекции которых показаны на рис. 6. Этот вариант обсуждался в работах (Добрецов, 2003, 2013).

Следует отметить, что если образование базальтовых ареалов и мантийных аномалий достаточно синхронно (поздний кайнозой) и вероятно связано генетически с формированием головки мантийных плюмов вблизи подошвы коры, то связь с гранитоидными батолитами может быть унаследованная, так как возраст батолитов значительно древней (Ангаро-Витимского 300-230 млн. лет, Хэнтайского 250-220 млн. лет).

Кайнозойский магматизм в Хубсугульско-Байкальской зоне носит явно плюмовый характер и представлен преимущественно щелочными и субщелочными базальтами неогенового и четвертичного возраста (Меляховский и др., 1984; Литасов и др., 1999; Добрецов и др., 2001; Рассказов и др., 2000, 2007; Ярмолук и др., 1995,2013). На рис. 6 показаны схематично поля базальтов в Витимском плоскогорье, часть Южно-Байкальского и Южно-Хангайского ареалов, еще один ареал – Удоканский, в северо-восточной части

рис.5 ареалы базальтового плюмового магматизма совпадают с Хубсугульско-Байкальской рифтовой зоной только на краях этой зоны (в Хубсугульском, Тункинском и Кодаро-Удоканском районах). Остальная, большая часть рифтовой зоной с контрастным рельефом и контрастными гравитационными аномалиями, высокой сейсмичностью не содержит проявлений базальтового магматизма и они, таким образом, не могут быть непосредственной причиной кайнозойского тектогенеза и преобразований коры в этой зоне протяженной зоне длиной более 1500 км при ширине 100-300 км. Лишь менее 25% ее площади совмещено с ареалами базальтового плюмового магматизма.

Из **рис. 1 и 4** следует, что более 50% площади складчатой области (или значительно больше, считая территорию Сибирского кратона), не подвержены влиянию кайнозойского тектогенеза и реактивации литосферы. Но именно здесь, в юго-восточной части Забайкалья четко отображена корреляция гравитационных аномалий с мезозойскими геодинамическими комплексами. Это, прежде всего вытянутые ареалы (рис. 7), краевые части которых сложены мезозойскими осадками, а в центре (или ассиметрично с одного края) находятся более древние отложения, включая палеозойские гранитоиды, и нередко метаморфические ядра юрско-мелового возраста

Скляр и др., 1997; Mazukabzov et al., 2011). На рис.4 показаны 13 таких комплексов метаморфических ядер, распространенных во всех зонах, не затронутых кайнозойским тектогенезом в Еравнинском террейне, Становой, Агинской, Аргунской зонах, и только Селенгинский комплекс расположен в зоне кайнозойского тектогенеза. Метаморфические ядра хорошо выражены овално-линейными аномалиями гравитационного поля с положительными значениями до 50 mGal. По обрамлению купольных структур метаморфических ядер в обязательном порядке расположены также овално-линейные гравитационные аномалии с отрицательными значениями до 50 mGal, которые фиксируют положение впадин, выполненных мезозойскими осадками. Размеры аномалий по длине достигают 150-200 км, а по ширине 15-20 км (рис.4).

Структурно-геологические, петрологические и геохронологические данные показывают, что формирование значительная часть метаморфических ядер Забайкалья (Скляр и др.,1997; Mazukabzov et al., 2011) происходило в режиме растяжения и связано с коллапсом позднемезозойского Монголо-Охотского орогена. Утолщение континентальной коры способствовало усилению теплового потока и повышению пластичности в низах коры. Это предопределило неустойчивость орогена и его растекание, что привело к возникновению регионального растяжения и срывов на среднекоровом уровне. Утонение коры сопровождалось изостатическим поднятием, что способствовало выводу на поверхность структурно-вещественных комплексов среднекоровых уровней и формированию комплексов метаморфических ядер. По структурно-вещественным признакам в них выделяются три структурных уровня: ядро, зона динамометаморфизованных пород (бластомилонитов и милонитов) и листрические сбросы. Ядра сложены гранитами и гранито-гнейсами. Динамометаморфические пород окаймляют ядра и характеризуются разнообразными бластомилонитами и милонитами, возникшими за счет пород ядра. В формирование структуры метаморфических ядер вовлечены вулканогенно-осадочные породы мезозоя и верхнего палеозоя, которые подвержены только хрупким деформациям. Кинематический анализ метаморфических ядер указывает, что их становление происходило по механизму простого сдвига по зонам глубокопроникающих региональных срывов, погружавшихся в юго-восточном направлении. В этом же направлении осуществлялся тектонический транспорт вещества.



Деформация растяжения характеризовалась трендом северо-запад – юго-восток. Такие движения способствовали возникновению синтетических листрических сбросов и формированию рифтовых впадин. Время наиболее интенсивного тектонического экспонирования определяется значениями 112 – 123 млн лет, а время проявления метаморфизма (140–130 млн лет).

В большинстве мезозойских депрессий выделяются осадочно-вулканогенные образования, составляющие черныяровскую свиту средне-верхнего триаса. Они слагают полосы северо-восточного простирания и участвуют в строении вулканотектонических структур. Нижняя часть разреза характеризуется отложениями от конгломератов до алевролитов, составляющих трансгрессивные ритмы. Верхняя часть свиты сложена преимущественно эффузивами. Состав вулканитов варьируется от трахибазальтов до трахиандезибазальтов и трахидацитов. Мощность осадков - от 700 до 1500 м. Вулканиты триаса перекрываются с несогласием юрскими вулканогенно-осадочными образованиями. Здесь выделяется ряд свит от нижней до верхней юры, которые формировались в континентальных условиях в пределах грабеновых структур. Суммарная мощность осадков достигает 2,5 км. Одновременно с накоплением осадков в раннесреднеюрское время происходили излияния кислых и щелочных основных вулканитов. В конце средней юры в небольших конседиментационных впадинах возникли условия для формирования угленосных отложений (тугнуйская свита).

Для Хилокской зоны также характерно широкое развитие верхнемезозойских впадин, которые составляют протяженные рифтогенные структуры. Ширина отдельных впадин достигает 20-25 км при мощности осадочных толщ, выполняющих их, до 2 км. Последние представлены терригенными позднеюрско-раннемеловыми образованиями (песчаники, алевролиты, аргиллиты с пластами бурых углей) с редкими горизонтами трахибазальтов (Mazukabzov et al., 2011; Гордиенко и др., 1999). В некоторых впадинах в нижних частях разреза присутствуют черные углеродистые сланцы с обильной морской фауной («рыбные» сланцы). Появление их среди континентальных осадков, возможно, было вызвано инверсией опресненного моря по системе раннемеловых впадин в глубь континента (Несов, Старков, 1992).

Таким образом, комплексы метаморфических ядер и мезозойские впадины хорошо отражены на карте гравитационных аномалий (рис.4). Большинство обнаруженных мезозойских метаморфических ядер Забайкалья совпадают с овално-вытянутыми положительными аномалиями и примыкают к овално-вытянутым отрицательным аномалиям, фиксирующих полу-грабеновые структуры, выполненные мезозойскими осадочными породами. Не все положительные аномалии такого рода соответствуют выявленным метаморфическим ядрам, особенно в северо-восточной части Становой зоны и в Аргунской зоне, но это может быть объяснено недостаточной изученностью или вариаций эрозионного среза.

#### ОТРАЖЕНИЕ В ГРАВИТАЦИОННОМ ПОЛЕ МЕЗОЗОЙСКОГО И ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА И МАГМАТИЗМА

Структура Центрально-Азиатского складчатого пояса была интенсивно реактивирована с формированием мезозойского Монголо-Охотского орогена и кайнозойской Байкальской сдвигово-рифтовой зоны. В работах [Зоненшайн и др., 1990;

Добрецов и др., 1995; Буслов и др., 2008; Буслов, 2012; Добрецов и др., 2016, 2017; Dobretsov et al., 1996; Buslov et al., 2007; De Grave et al., 2004, 2006, 2007a,b,c, 2008, 2011a,b,2012; De Plesmaeker et al., 2015; Delvaux et al., 2013; Glorie et al., 2010,2011, 2012a,b;] показана роль эффекта дальнего распространения деформаций Индо-Евразийской коллизии внутрь континента. В результате коллизии Индийского континента с Евразией были сформированы современные горные системы Центральной Азии и осадочные бассейны, сдвиго-надвиговые структуры и рифты. Древние тектонические структуры, а также наложенные кайнозойские деформации, отчетливо отображены на карте гравитационных аномалий Фая (рис. 7) [Добрецов и др., 2013, 2016].

Показано, что характеристика тектонических структур, полученная из распределения гравитационных аномалий, позволяет выявлять различные типы деформационных узоров (решеток), обусловленные наложением разновозрастных деформаций. Так на рис. 7 выделена зона кайнозойских деформаций, протягивающаяся от Таримской впадины (Т) до Байкала (Б) и примыкающих рифтовых впадин. Во всей этой системе характерен ромбовидный узор ограничений поднятий и впадин, и в ряде случаев - ромбовидная внутренняя структура, а также максимальный перепад гравитационных аномалий от  $-300$  до  $+300$  в Тянь-Шане и его обрамлении и от  $-250$  до  $+200$  в обрамлении Байкала (см. рис. 4). Вне зоны кайнозойских деформаций наблюдаются овальные и извилистые узоры, обусловленные палеозойско-мезозойской покровно-складчатой структурой, формирование которой сопровождалось сдвигами (Буслов и др., 2003, 2009; Буслов, 2011; Buslov et al., 2004). Узор на гравитационной карте в пределах Сибирского кратона и осадочного чехла Западно-Сибирской низменности носит размытый характер и отражают слабо контрастные погружения и поднятия фундамента.

На рис.8 приведено сопоставление гравитационных аномалий в редукции Фая с электронной картой активных разломов Прибайкалья и Забайкалья (Лунина, 2012), на которой отражены позднекайнозойская структура, кайнозойские и мезозойские впадины. В гравитационном поле отчетливо видна граница Сибирского кратона и складчатого обрамления, хорошо выражена переходная зона на кратоне с повышенным количеством разломов и приразломных складок.

В Прибайкалье (рис. 8) выделено более 1300 разломов, состоящих из 1800 сегментов, из них около 800 - достоверные по оценке признаков, около 800 - менее достоверных или предполагаемых (Лунина, 2010,2012,2016). Сопоставление карт на рис.9 показывает, что главная общая особенность рассматриваемой территории - четкое обособление зоны кайнозойского тектогенеза, выраженная зоной интенсивных землетрясений и максимального перепада гравитационных аномалий от  $-110-120$  mGal во впадинах до  $+90+100$  mGal в хребтах, системой рифтовых впадин с кайнозойскими, местами мезозойскими осадками. Характерной чертой Байкальской контрастной рифтовой зоны, как хорошо видно на рис. 8, является мелкоблочное ее строение с характерным размером блоков 10-20 км и прямоугольными или ромбическими очертаниями. На карте гравитационных аномалий этой зоны лучше видны прямоугольно-зубчатые ограничения впадин (отрицательных аномалий), хотя и в горном обрамлении впадин, например к северо-востоку от Байкала хорошо видны мелкие ромбовидные блоки. В расположенных южнее Еравнинской, Становой, Хэнтейской, Аргунской зонах ромбовидно-прямоугольный узор исчезает, отрицательные аномалии (впадины) становятся змеевидно-изогнутые или полукольцевые. Как видно из рис.7, это определяется узором мезозойских

(преимущественно, меловых) впадин с разломно-надвиговым (полурамповым) характерны их северо-западных границ .

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Таким образом, использование космических гравитационных данных, которые общедоступны и могут быть использованы в большом объеме и на различные территории, как на суше [Добрецов и др., 2016,2017], так в морях и океанах [Добрецов, Василевский, 2018], позволили нам рассмотреть следующие дискуссионные темы: 1) характер геодинамических комплексов и структуры Забайкалья, их связь с плюмами и отражение в геофизических полях в зависимости от возраста и интенсивности и деформаций , 2) отражение в гравитационном поле позднекайнозойского и мезозойского тектогенеза и магматизма.

Геодинамическая обстановка позднепалеозойского магматизма Забайкалья , наиболее полно проявленного в формирование Байкало-Витимского батолита, дискуссионна. Обсуждаются несколько возможных моделей: модель активной континентальной окраины [Рыцк и др., 1998; Мазукабзов и др., 2010; Метелкин и др., 2012; Donskaya et al., 2013]; плюмовая модель [Ярмолук и др., 1997], постколлизийная модель [Цыганков и др., 2010а; Litvinovsky et al., 2011] и модель деламинации коры коллизийного орогена [Гордиенко и др., 2003]. Каждая из этих моделей имеет как сильные , так и слабые места, которые детально рассмотрены в статье (Цыганков и др.,2014) и частично обсуждены выше. Кроме геохимических и вещественных данных важным показателем в определении геодинамической природы тех или иных магматических тел являются их формы и размеры, а также структурное положение относительно генерирующего магматического очага: плюмового или субдукционного, иногда смешанного характера.

Детальная томографическая модель под вулканами Ключевской группы активной окраины Тихого океана показывает [Добрецов и др., 2012] наличие крупного очага (канала и промежуточной камеры) с аномально низкими сейсмическими скоростями на границе кора—мантия, при этом материал, питающий этот очаг, поступает от границы между мантийным клином и субдуцируемой плитой. Внутри коры периодически проявляются два уровня, свидетельствующих о наличии промежуточных очагов на глубинах 12—15 и 0—5 км. Форма очагов овальная с диаметром до 10-12 км.

В начале статьи отмечено, что огромный объем геолого-геофизических работ был выполнен для выявления формы и размеров Ангаро-Витимского батолита (Туруханов, 2011), которые во многом отличаются от формы магматических очагов современной активной окраины. В результате интерпретации гравиметрических, магнитометрических и сейсмологических (включая данные ГСЗ) материалов оказалось, что все крупные и ряд других, более мелких гранитных массивов, расположенных в пределах полосы пониженных значений гравитационного поля, на глубине сливаются в единое линейно вытянутое интрузивное тело, протяженностью около 750 км и ширине, достигающей 250 км. Его вертикальная мощность (толщина) изменяется по простиранию от 2 до 30 км, составляя в среднем 8–10 км. Нами показано, что наиболее распространенные породы баргузинского комплекса (средний-поздний карбон) слабо выражены в гравитационном поле (редукция Фая) (рис. 5). Только наиболее молодые гранитоидные интрузии куналейского комплекса (230-210 млн. лет) сохранила округлые и полукольцевые формы и

часто совпадают ядерными метаморфическими комплексами мезозойского возраста. В целом ареалы сиенитовых и граносиенитовых пород куналейского комплекса образуют внешнюю южную кайму Ангаро-Витимского батолита и возможно не связаны с батолитом, а формируют самостоятельную структуру, близкую к Удино-Витимской рифтовой зоной [Ярмолюк и др., 1997, 1999, 2013]. Размещение гранитоидов баргузинского комплекса совпадает с мантийной плюмовой Витимской аномалией (рис.5). Ядерная часть и основное тело баргузинского комплекса отображено как кольцо, а более вытянутый главный овал совпадает с центральной и внешней зоной гравитационной аномалии Буге (рис.4, черные-синие тона, -150-200 mGal ). Они образуют в целом полосу длиной около 1000 км и шириной 200-250 км. Овалы рассмотрены как астеносферные выступы или проекции мантийных плюмов высотой до 45-50 км от основания земной коры (Zorin et al., 1989). В целом аномалии Буге (рис. 6) фиксируют крупные и глубинные неоднородности, возникшие в литосферной мантии или вдоль границы коры и обусловленные, главным образом, воздействием позднекайнозойских мантийных плюмов. Если образование базальтовых ареалов и мантийных аномалий достаточно синхронно (поздний кайнозой) и вероятно связано генетически (формирование головки мантийных плюмов вблизи подошвы коры), то связь с гранитоидным баргузинским комплексом может быть только унаследованная, так как их возраст значительно древней (300-230 млн. лет).

Комплексы метаморфических ядер и мезозойские впадины хорошо отражены на карте гравитационных аномалий Фая (рис. 4). Большинство обнаруженных мезозойских метаморфических ядер Забайкалья совпадают с овально-вытянутыми положительными аномалиями и примыкают к овально-вытянутым отрицательным аномалиям, фиксирующих полу-рамповые структуры, заполненные мезозойскими осадками. Не все положительные аномалии такого рода соответствуют выявленным метаморфическим ядрам, особенно в северо-восточной части Становой зоны и в Аргунской зоне, но это может быть объяснено недостаточной изученностью или вариаций эрозионного среза.

Выявленные (Добрецов и др., 2013, 2016) в целом для структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса закономерности в проявление форм гравитационных аномалий, позволяющих фиксировать различные типы деформационных узоров, обусловленных наложением разновозрастных деформаций, также хорошо проявились и для Забайкалья. Характерной чертой позднекайнозойской Байкальской контрастной сдвигово-рифтовой зоны (рис.7, 8), является мелкоблочное ее строение с характерным размером блоков 10-20 км и прямоугольными или ромбическими очертаниями. На карте гравитационных аномалий Фая этой зоны лучше видны прямоугольно-зубчатые ограничения впадин (отрицательных аномалий), хотя и в горном обрамлении впадин, например к северо-востоку от Байкала , хорошо видны мелкие ромбовидные блоки . В расположенных южнее зонах отрицательные аномалии (впадины) становятся змеевидно-изогнутые или полукольцевые. Как видно из рис.8, это определяется узором мезозойских (преимущественно, меловых) впадин с разломно-надвиговым (полурамповым) характером их северо-западных границ .

Таким образом, на анализе гравитационных аномалий Фая выявлена главная общая особенность рассматриваемой территории (рис.7, 8) - четкое обособление зоны кайнозойского тектогенеза, выраженная зоной максимального перепада гравитационных аномалий от -110-120 во впадинах до + 90+100 в хребтах, и системой рифтовых впадин с кайнозойскими, местами мезозойскими осадками, которые совместно формируют

ромбовидно-прямоугольный узор Байкальской рифтовой зоны, характерной в целом для кайнозойской структуры Центрально-Азиатского горного пояса (Добрецов и др., 2013, 2016).

Исследования выполнены в рамках государственных заданий ИНГГ СО РАН (ИХ.128.2.1) и ИГМ СО РАН (0330-2016-0014), гранта Правительства РФ (14.Y26.31.0029), а также при поддержке гранта РНФ 14-17-00430.

#### ЛИТЕРАТУРА

Алакшин А.М., Лысак С.В., Письменный Б.М. Поспеев А.В. , Поспеева Е. В. Глубинное строение и геодинамика Саяно-Байкальской горной области и сопредельных районов Восточной Сибири // Глубинное строение территории СССР. М.: Наука, 1991. с.88-105.

Булгатов А.Н. Геодинамика Байкальской горной области в позднем рифее и венде-палеозое. Новосибирск: «Гео», 2015, 191 с.

Булгатов, А. Н. Геолого-геофизическая модель верхней части Коры Севера Забайкалья // Геология и Геофизика, 1988, № 9, с. 62 - 68.

Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фудживара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 49—75.

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

Буслов М.М. Тектоника и геодинамика Центрально-Азиатского складчатого пояса: роль позднепалеозойских крупноамплитудных сдвигов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (1), с. 66—90.

Буслов М.М. Геодинамическая природа Байкальской рифтовой зоны и ее осадочного выполнения в мел-кайнозойское время: эффект дальнего воздействия Монголо-Охотской и Индо-Евразийской коллизий // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (9), с. 1245—1255.

Буслов М.М., Кох Д.А., де Граве И. Мезозойско-кайнозойская тектоника и геодинамика Алтая, Тянь-Шаня и Северного Казахстана по результатам трекового датирования апатитов // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (9), с. 862—870.

Буслов М.М., Джен Х., Травин А.В., Отгонбаатар Д., Куликова А.В., Чен Минг, Глори С., Семаков Н.Н., Рубанова Е.С., Абилдаева М.А., Войтишек Е.Э., Трофимова Д.А. Тектоника и геодинамика Горного Алтая и сопредельных структур Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1600—1627.

Бурмакина Г.Н., Цыганков А.А. Мафические включения в позднепалеозойских гранитоидах Западного Забайкалья, Бургасский кварц-сиенитовый массив: состав, петрогенезис // Петрология, 2013, т. 21 (3), с. 309—334.

Витте Л.В., Василевский А.Н., Павлов Е.В. Региональные магнитные и гравитационные аномалии Сибирского кратона и их геологическая природа // Геофизический журнал, 2009, т. 31 (6), с. 1—40.

Витте Л.В., Василевский А.Н. Геологическая природа региональных магнитных и гравитационных аномалий Монголо-Забайкальской провинции Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54(12), с. 1851-1860.

Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Салтыкова А.К., Пушкарев Ю.Д., Овчинников Н.О., Бабушкина М.С., Ащепков И.В. Термальная и химическая неоднородность верхней мантии Байкало-Монгольского региона // Петрология, 2007, т. 15(1), с. 61—92.

Гордиенко И.В., Киселев А.И., Лашкевич В.В. Деламинация литосферы и связанный с ней магматизм в складчатых областях (на примере складчатого обрамления юга Сибирской платформы) // Проблемы глобальной геодинамики: материалы теоретического семинара ОГГГН РАН, 2000—2001 гг. //Ред. Д.В. Рундквист. М., ГЕОС, 2003, с. 185—199.

Гордиенко И.В., Баянов В.Д., Климук В.С., Пономарчук В.А., Травин А.В. Состав и возраст ( $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ) вулканогенных пород Чикой-Хилокской рифтогенной впадины в Забайкалье //Геология и геофизика, 1999, т.40 (4), с.583—591.

Гордиенко И.В., Метелкин Д.В. Эволюция субдукционного магматизма на неопротерозойской и венд-раннепалеозойской активных окраин Палеоазиатского океана /Геология и геофизика, 2016, т. 57 (1), с. 91—108.

Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможняя Н.Г. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сквородино—Томмот // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1583—1599.

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

Добрецов Н.Л. Мантийные плюмы и их роль в формировании анорогенных гранитоидов // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (12), с. 1243— 1261.

Добрецов Н.Л. Основы тектоники и геодинамики. Новосибирск, Изд-во: НГУ, 2011, 492 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск: «Гео», 2001, 409 с.

Добрецов Н.Л. Раннепалеозойская тектоника и геодинамика Центральной Азии: роль раннепалеозойских мантийных плюмов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1957—1973.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. Позднекембрийско-ордовикская тектоника и геодинамика Центральной Азии // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 93—108.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М. О проблемах геодинамики, тектоники и металлогении складчатых поясов // Геология и геофизика, 2011, т. 52 (12), с. 1911—1926.

Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки // Геология и геофизика, 2012, т. 53 (12), с. 1633—1661.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Де Граве Й., Складчиков Е.В. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно-коллизийных процессов на Сибирской платформе и ее складчатом обрамлении // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (10), с. 1451—1471.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Василевский А.Н., Ветров Е.В., Неведрова Н.Н. Эволюция кайнозойского рельефа юго-восточной части Горного Алтая и ее отображение в структурах геоэлектрического и гравитационного полей // Геология и геофизика, 2016, т. 57(11), с. 1937—1948.

Добрецов Н.Л., Буслов М.М., Рубанова Е.С., Василевский А.Н., Куликова А.В., Баталева Е.А. Средне- позднепалеозойские геодинамические комплексы и структура Горного Алтая и ее отображение в гравитационных данных // Геология и геофизика, 2017, т.58 (11), с.1617—1632.

Добрецов Н.Л., Василевский А.Н. Гравитационное поле, рельеф и вулканические комплексы Камчатки и зоны соединения с алеутской дугой // Геология и геофизика, 2018, т.59(8), с. 970-997.

Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990, Кн. 1, 328 с.

Зорин Ю.А., Письменный Б.М., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика, 1985, № 8, с. 104—108.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональные изостатические аномалии силы тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и в Центральной Монголии // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (10), с. 1248—1258.

Зорин Ю.А., Балк Т.В., Новоселова М.Р., Турутанов Е.Х. Толщина литосферы под Монголо-Сибирской горной страной и сопредельными регионами // Физика Земли, 1988, № 7, с. 33—42.

Литасов К.Д., Добрецов Н.Л., Соболев А.В. Свидетельства реакционного просачивания расплава в верхней мантии из базальтов Витимского и Удоканского вулканических полей Забайкалья // Доклады РАН, 1999, т. 368, № 4, с. 525—529.

Литасов К.Д., Литасов Ю.Д., Мехоношин А.С., Мальковец В.Г. Геохимия клинопироксенов и петрогенезис мантийных ксенолитов из плиоценовых базанитов р. Джилинда (Витимское вулканическое поле) // Геология и геофизика, 2000, т. 41(11), с. 1557—1574.

Литвиновский Б.А., Занвилевич А.Н., Алакшин А.М., Подкладчиков Ю.Ю. Ангаро - Витимский батолит – крупнейший гранитоидный плутон. Новосибирск: Изд-во ОИГГМ СО РАН, 1993, 141с.

Литвиновский Б.А., Ярмолюк В.В., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Сандиминова Г.П., Кузьмин Д.В. Позднетриасовый этап формирования Монголо-Забайкальской щелочно-гранитоидной провинции: данные изотопно-геохимических исследований // Геология и геофизика, 2001, т. 42(3), с. 445—456.

Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // Доклады РАН, 2010, т. 433 (5), с. 662—667.

Лунина О.В. Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика, 2016, т. 7 (3), с. 407—434.

Лунина О.В. Разрывная тектоника Прибайкалья на позднекайнозойском этапе развития земной коры. Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. Москва, 2012, 37 с.

Мазукабзов А.М., Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Падерин И.П. Геодинамика Западно-Забайкальского сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса в позднем палеозое // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (5), с. 615—628.

Меляховецкий А.А., Ащепков И.В., Добрецов Н.Л. Амфибол- и флогопитсодержащие мантийные ксенолиты и родственные включения Бортойских вулканов (Байкальская рифтовая зона) // Доклады АН СССР, 1986, т. 286 (5), с. 1215—1219.

Метелкин Д.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. Тектоническая эволюция Сибирского палеоконтинента от неопротерозоя до позднего мезозоя: палеомагнитная запись и реконструкции // Геология и геофизика, 2012, т. 53, (7), с. 883—899.

Несов Л.А., Старков А.И. Меловые позвоночные из Гусиноозерской котловины Забайкалья и их значение для определения возраста и условий образования отложений // Геология и геофизика, 1992, № 6, с. 10—19.

Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У.Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и СевероВосточной Азии // Тихоокеанская геология, 2003, т. 22 (6), с. 7—41.

Парфенов Л.М., Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейны и формирование орогенных поясов Забайкалья // Тихоокеанская геология, 1996, т. 15 (4), с. 3—15.

Парфенов Л.М., Попеко Л.И., Томуртогоо О. Проблемы тектоники МонголоОхотского орогенного пояса // Тихоокеанская геология, 1999, т. 18 (5), с. 24—43.

Рассказов С.В., Бовен А., Андре Л., Легеос Д.П., Иванов А.В., Пунзалан Л. Эволюция магматизма в северо-восточной части Байкальской рифтовой системы // Петрология, 1997, т. 5, № 2, с. 101—120.

Рассказов С.В., Логачев Н.А., Брандт И.С., Брандт С.Б., Иванов А.В. Геохронология и геодинамика в позднем кайнозое: Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия. Новосибирск: Наука, 2000, 288 с.

Рыцк Е.Ю., Неймарк Л.А., Амелин Ю.В. Возраст и геодинамические обстановки формирования палеозойских гранитоидов северной части Байкальской складчатой области // Геотектоника, 1998, № 5, с. 46—60.

Скляров Е.В., Мазукабзов А.М., Мельников А.И. Комплексы метаморфических ядер кордильерского типа. Новосибирск: СО РАН НИЦ ОИГГМ, 1997, 182 с.

Турутанов Е.Х. Ангаро-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Доклады РАН, 2011, т. 440 (6), с. 815—818.



Цыганков А.А., Матуков Д.И., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Посохов В.Ф., Церенов Б.С., Хромов А.А., Сергеев С.А. Источники магм и этапы становления позднепалеозойских гранитоидов Западного Забайкалья // Геология и геофизика, 2007, т. 48 (1), с. 156—180.

Цыганков А.А., Литвиновский Б.А., Джань Б.М., Рейков М., Лю Д.И., Ларионов А.Н., Пресняков С.Л., Лепехина Е.Н., Сергеев С.А. Последовательность магматических событий на позднепалеозойском этапе магматизма Забайкалья (результаты U-Pb изотопного датирования) // Геология и геофизика, 2010, т. 51 (9), с. 1249—1276.

Цыганков А.А. Позднепалеозойские гранитоиды западного Забайкалья: последовательность формирования, источники магм, геодинамика // Геология и геофизика, 2014, т. 55 (2), с. 197—227.

Цыганков А.А., Хубанов В.Б., Травин А.В., Лепехина Е.Н., Бурмакина Г.Н., Анциферова Т.Н., Удоратина О.В. Позднепалеозойские габброиды Западного Забайкалья: U-Pb и Ar-Ar изотопный возраст, состав, петрогенезис // Геология и геофизика, 2016, т. 57 (5), с. 1005—1027.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Иванов В.Г. Внутриплитная позднемезозойская-кайнозойская вулканическая провинция Центрально-Восточной Азии — проекция горячего поля мантии // Геотектоника, 1995, № 5, с. 41—67.

Ярмолюк В.В., Будников С.В., Коваленко В.И., Антипин В.С., Горегляд А.В., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Козаков И.А., Ковач В.П., Яковлева З.С., Бережная Н.Г. Геохронология и геодинамическая позиция Ангаро-Витимского батолита // Петрология, 1997, т. 5 (5), с. 451—466.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Геодинамика формирования каледонид Центрально-Азиатского складчатого пояса // ДАН, 2003, т. 389 (3), с. 354—359.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Ковач В.П., Козловский А.М., Котов А.Б., Лебедев В.И. Геохронология магматических пород и специфика формирования позднепалеозойской Южно-Монгольской активной окраины Сибирского континента // Стратиграфия и геологическая корреляция, 2008, т. 16 (2), с. 59—80.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Ковач В.П., Будников С.В., Козаков И.К., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. Nd-изотопная систематика коровых магматических протолитов Западного Забайкалья и проблема рифейского корообразования в Центральной Азии // Геотектоника, 1999, № 4, с. 3—20.

Ярмолюк В.В., Кузьмин М.И., Воронцов А.А. Конвергентные границы западно-тихоокеанского типа и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (12), с. 1831—1850.

Ярмолюк В.В., Литвиновский Б.А., Коваленко В.И., Бор-мин Джань, Занвилевич А.Н., Воронцов А.А., Журавлев Д.З., Посохов В.Ф., Кузьмин Д.В., Сандиминова Г.П. Этапы формирования и источники щелочно-гранитоидного магматизма Северо-Монгольско-Забайкальского рифтового пояса в перми и триасе // Петрология, 2001, т. 9 (4), с. 350—380.

Ярмолюк В.В., Коваленко В.И. Глубинная геодинамика, мантийные плюмы и их роль в формировании Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 556—586.

Andersen O.B., Knudsen P., 2016. 'Deriving the DTU15 Global high resolution marine gravity field from satellite altimetry' ESA Living Planet Symposium, paper 1558, Prague, Czech.

Bonvalot, S., G. Balmino, A. Briais, M. Kuhn, A. Peyrette, N. Vales, R. Biancale, G. Gabalda, F. Reinquin, and M. Sarrailh. World gravity map. Commission for the geological map of the world. Eds. BGI-CGMW-CNES-IRD, Paris. 2012 .

Buslov M.M., Watanabe T., Fujiwara Y. et al. Late Paleozoic faults of the Altai region, Central Asia:tectonic pattern and model of formation // *J. Asian Earth Sci.*, 2004, v. 23, p. 655—671.

Buslov M.M., De Grave J., Bataleva E.A., Batalev V.Yu. Cenozoic tectonics and geodynamics in the Tian Shan: synthesis of geology and geophysical data // *J. Asian Earth Sci.*, 2007, v. 29, p. 205—214.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P. Intercontinental deformation in Central Asia: distant effects of India—Eurasia convergence revealed by apatite fission-track thermochronology // *Himalayan J. Sci.*, 2004, v. 21 (41), p. 121—122.

De Grave J., Buslov M., Van Den Haute P., Metcalf J., Batalev V. From Palaeozoic Eurasian assembly to ongoing Indian indentation: multi-chronometry of the northern Kyrgyz Tien Shan batholith // *J. Asian Earth Sci.*, 2006, v. 26 (2), p. 133.

De Grave J., Buslov M.M., Van Den Haute P. Distant effects of India—Eurasia convergence and Mesozoic intracontinental deformation in Central Asia: constraints from apatite fission-track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007a , v. 29, p. 188—204.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B. Meso-Cenozoic evolution of mountain range — intramontane basin systems in the southern Siberian Altai Mountains by apatite fission track thermochronology // *J. Asian Earth Sci.*, 2007b, v. 29, p. 2—9.

De Grave J., Buslov M.M., Van den Haute P., Dehandschutter B., Delvaux D. Meso-Cenozoic evolution of Mountain Range – intramontane basin systems in the Southern Siberian Altai Mountains by apatite fission-track thermochronology // *Trust belts and foreland basins: from fold kinematics hydrocarbon systems*. Chapter 24. Berlin, Springer, 2007c, p. 457—490.

De Grave J., Van den Haute P., Buslov M.M., Dehandschutter B., Glorie S. Apatite fission-track thermochronology applied to the Chulyshman Plateau, Siberian Altai Region // *Rad. Measur.*, 2008, v. 43, p. 38—42.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Izmer A., Fournier-Carrie A., Elburg M., Batalev V.Yu., Vanhaecke F., Van den Haute P. The thermo-tectonic history of the Song-Kul Plateau, Kyrgyz Tien Shan: constraints by apatite and titanite thermo-chronometry and zircon U/Pb dating // *Gondwana Res.*, 2011a, v. 20, p. 745—763.

De Grave J., Glorie S., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Elburg M., Vanhaecke F., Van den Haute P. Emplacement and exhumation of the Kuznetsk-Alatau basement (Siberia): implications for the tectonic evolution of the Central Asian Orogenic Belt and sediment supply to the Kuznetsk, Minusa and West Siberian Basins // *Terra Nova*, 2011b, v. 23, p. 248—256.

De Grave J., Glorie S., Ryabinin A., Zhimulev F.I., Buslov M.M., Izmer A., Elburg M.A., Vanhaecke F. Late Palaeozoic and Meso-Cenozoic tectonic evolution of the southern Kyrgyz Tien Shan: Constraints from multimethod thermochronology in the Trans-Alai, Turkestan-Alai segment and the southeastern Ferghana Basin // *J. Asian Earth Sci.*, 2012, v. 44, p. 149—168.

De Grave J., Glorie S., Buslov M.M., Stockli D.F., McWilliams M.O., Batalev V.Y., Van den Haute P. Thermo-tectonic history of the Issyk-Kul basement (Kyrgyz Northern Tien Shan, Central Asia) // *Gondwana Res.*, 2013, v. 23, p. 998—1020.

De Pelsmaeker E., Glorie S., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Poujol M., Korobkin V.V., Vanhaecke F., Vetrov E.V., De Grave J. Late-Paleozoic emplacement and Mezo-Cenozoic

reactivation of the southern Kazakhstan granitoid basement // *Tectonophysics*, 2015, v. 622, p. 416—433.

Delvaux D., Cloetingh S., Beekman F., Sokoutis D., Burov E., Buslov M.M., Abdrakhmatov K.E. Basin evolution in a folding lithosphere: Altai-Sayan and Tien Shan belts in Central Asia // *Tectonophysics*, 2013, v. 602, p. 194—222.

Dobretsov N.L., Buslov M.M., Delvaux D., Berzin N.A., Ermikov V.D. Meso- and Cenozoic tectonics of the Central Asian mountain belt: effects of lithospheric plate interaction and mantle plume // *Inter. Geol. Rev.*, 1996, v. 38, p. 430—466.

Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Mazukabzov A.M., Ivanov A.V. Late Paleozoic—Mesozoic subduction-related magmatism at the southern margin of the Siberian continent and the 150 million-year history of the Mongol-Okhotsk Ocean // *J. Asian Earth Sci.*, 2013, v. 62, p. 79—97.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Elburg M.A., Stockli D.F., Gerdes A., Van den Haute P. Multimethod chronometric constraints on the evolution of the Northern Kyrgyz Tien Shan granitoids (Central Asian Orogenic Belt): from emplacement to exhumation // *J. Asian Earth Sci.*, 2010, v. 38, p. 131—146.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Stockli D.F., Batalev V.Yu., Izmer A., Van den Haute P., Vanhaecke F., Elburg M.A. Thermotectonic history of the Kyrgyz South Tien Shan (Atbashi-Inylchek) suture zone: the role of inherited structures during deformation-propagation // *Tectonics*, 2011, v. 30, TC6016.

Glorie S., De Grave J., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Elburg M.A., Van den Haute P. Structural control on Meso-Cenozoic tectonic reactivation and denudation in the Siberian Altai: Insights from multi-method thermochronometry // *Tectonophysics*, 2012a, v. 544—545, p. 75—92.

Glorie S., De Grave J., Delvaux D., Buslov M.M., Zhimulev F.I., Van den Haute P. Tectonic history of the Irtysh shear zone (NE Kazakhstan): new constraints from zircon U/Pb dating, apatite fission track dating and paleostress analysis // *J. Asian Earth Sci.*, 2012b, v. 45, p. 138—149.

Förste C., Bruinsma S.L., Abrikosov O., Lemoine J-M., Schaller T., Gtze H-J., Ebbing J., Marty J.C., Flechtner F., Balmino G., Biancale R. EIGEN-6C4 the latest combined global gravity field model including GOCE data up to degree and order 2190 of GFZ Potsdam and GRGS Toulouse, presented at the 5th GOCE User Workshop, Paris. 2014.

Litvinovsky B.A., Tsygankov A.A., Jahn B.M., Katzin Y., Be'eri-Shlevin Y. Origin and evolution of overlapping calc-alkaline and alkaline magmas: the Late Palaeozoic post-collisional igneous province of Transbaikalia (Russia) // *Lithos*, 2011, v. 125, p. 845—874.

Zorin Yu.A., Kozhevnikov V.M., Novoselova M.R., Turutanov E.Kh. Thickness of the lithosphere beneath the Baikal rift zone and adjacent regions // *Tectonophysics*, 1989, v. 168, p. 327—337.

Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Fedorovsky V.S. Metamorphic core complexes of the Transbaikalia: review // *Geodynamics & Tectonophysics*, 2011, v. 2 (2), p. 95—125.

Pavlis N. K., Factor J. K., Holmes S. A., 2007, Terrain-related gravimetric quantities computed for the next EGM, In: Gravity Field of the Earth, Proceedings of the 1st International Symposium of the International Gravity Field Service, Harita Dergisi, Special Issue 18, Istanbul, Turkey, 2007, v.1B, p.318-323.

Zorin Yu.A, Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mazukabzov A.M., Sklyarov E.V., Mordvinova V.V. The East Siberia transect // *International Geology Review*, 1995, v. 37(2), p. 154—175.

## Подписи к рисункам.

Рис.1. Карта гравитационных аномалий Фая [Andersen, Knudsen, 2016].

Рис.2. Карта гравитационных аномалий Буге [Forste и др., 2014].

Рис. 3. Карта изолиний толщины магматических тел (А), карта декомпенсационных аномалий силы тяжести (сечение через 10 мГал) области развития гранитоидов Ангаро-Витимского батолита (Б) и карта спутниковых гравитационных аномалий Буге (В). В нижнем правом углу рис. 3Б показана шкала аномалий силы тяжести в мГал (по [Турутанов, 2011] с дополнениями). 1 – положение интерпретационных профилей; 2 – изолинии толщины гранитоидных массивов: а – основные, б – дополнительные; 3 – область сплошного развития позднепалеозойских гранитоидов на глубине под вмещающими породами; 4–9 – области развития гранитов с толщиной, км: 0–2 (4), 2–5 (5), 5–10 (6), 10–20 (7), 20–25 (8), 25 и больше (9).

Рис. 4. Схема сопоставления структуры южного обрамления Сибирского кратона (Mazukabzov et al., 2012) с картой гравитационных аномалий Фая [Andersen, Knudsen, 2016]. 1 – плита Сибирского кратона; 2 – Становая зона (фрагмент кратонного террейна, переработанного в раннем мелу); 3–6 – структуры Забайкалья (палеозойской окраины Сибирского континента): вендкембрийских островодужных террейнов с довендским основанием (3), вендкембрийского задугового бассейна (4), вендкембрийских островодужных террейнов с ювинильной корой (5), кембрийскосилурийских островодужных террейнов и задуговых бассейнов (6); 7–8 – структуры Монголо-Охотского складчатого пояса: островодужные (7), окраинноморские (8); 9 – Аргунский микроконтинент с докембрийской корой; 10 – комплексы метаморфических ядер; 11 – раннемеловые впадины; 12 – основные разломы. Цифрами на схеме обозначены комплексы метаморфических ядер: 1 – Бутулийннурский, 2 – Заганский, 3 – Цаганхунтейский, 4 – Безымянный, 5 – Малханский, 6 – Яблоновый, 7 – ЦаганОлуевский, 8 – ЗападноКутомарский, 9 – ВосточноКутомарский, 10 – Борщевочный, 11 – Тунгирский, 12 – Ненюйский, 13 – Селенгинский.

Рис.5. Схема сопоставления локализации гранитоидов позднепалеозойской магматической провинции Западного Забайкалья (по Цыганков, 2014) и карты гравитационных аномалий Фая (Andersen, Knudsen, 2016).

1 - щелочно-полевошпатовые и щелочные граниты и сиениты Монголо-Забайкальского вулканоплутонического пояса (раннекуналейский (280—273 млн лет) и позднекуналейский (230—210 млн лет) комплексы); 2- шошонитовая интрузивная серия (монцонит-сиенит-кварцево-сиенитовая с синплутоническими базитами, нижнеселенгинский комплекс, 285-278 млн лет); 3 - переходные от высококальциевых известково-щелочных до субщелочных граниты и кварцевые сиениты с

синплутоническими базитами (зазинский комплекс, 305—285 млн лет); 4 — высококалиевые известково-щелочные кварцевые монцониты, кварцевые сиениты и габброиды (чивыркуйский комплекс, 305—285 млн лет); 5 -известково-щелочные граниты баргузинского комплекса (Ангаро-Витимский батолит), 330—310 млн лет.

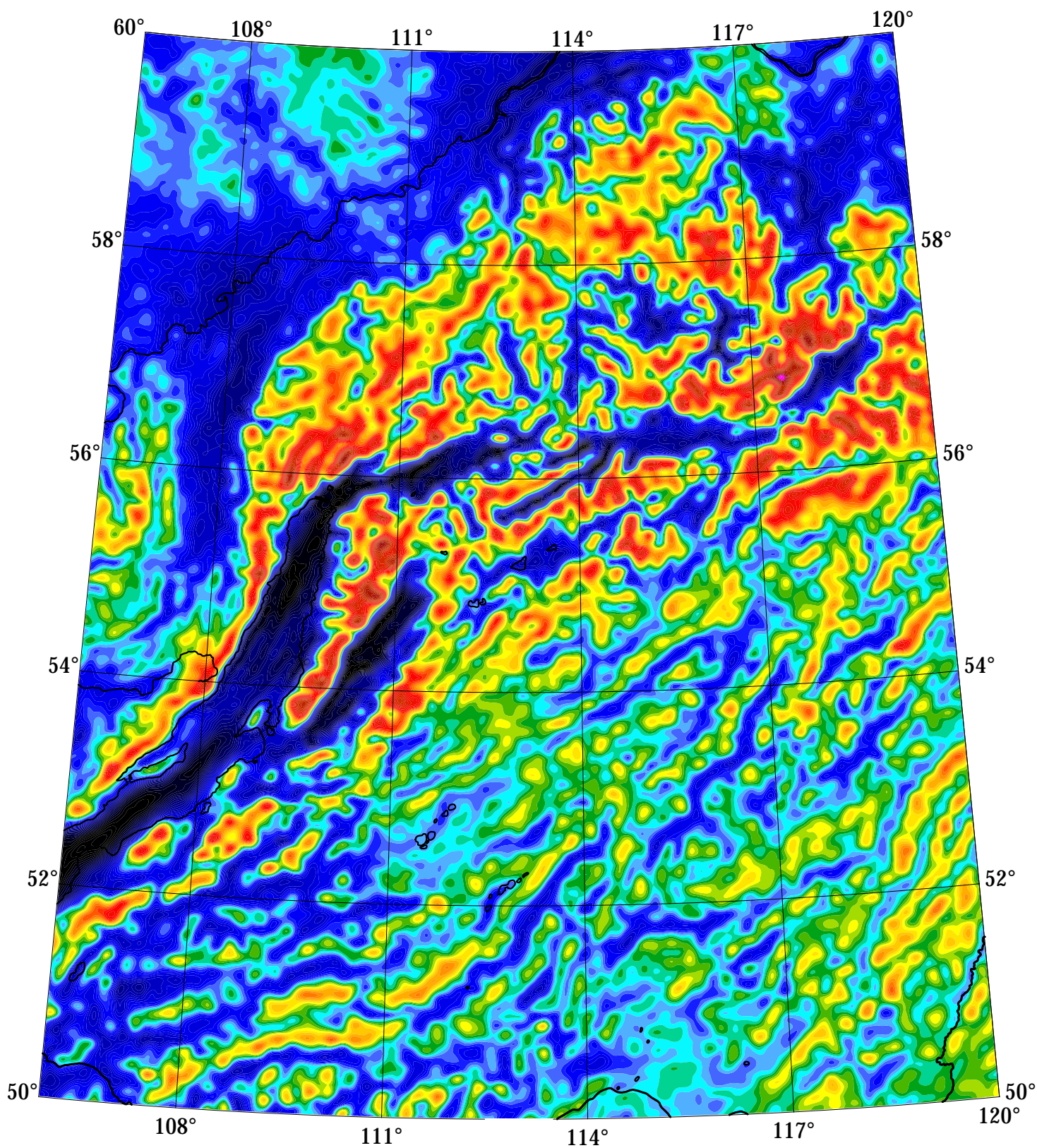
Рис.6. Сопоставление гравитационных аномалий в редукции Буге с проявлением плюмовых аномалий и гранитойдного магматизма .

1 - лавовые поля позднекайнозойского вулканизма (по Ярмолюк и др., 1999, 2013); 2— граница астеносферы с глубиной залегания менее 100 км [Zorin et al., 1989]; 3- астеносферные выступы с высотой подъема до глубин менее 50 км (проекции мантийных плюмов) [Zorin et al., 1989]; 4-контур позднепалеозойского Ангаро-Витимского гранитойдного баталита; 5-контур раннемезозойского Хенгейского гранитного баталита; 6- контур позднепалеозойского Хангайского гранитойдного баталита.

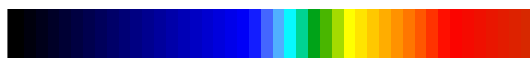
Рис. 7. Фрагмент карты гравитационных аномалий Фая для Южной Сибири, Тянь-Шаня и Монголии с использованием базы данных [Andersen et al., 2014] со структурными элементами(по [Добрецов и др, 2013, 2016]). Пояснения см. в тексте. Впадины: Т - Таримская, Д - Джунгарская, Бш- Балхашская, З - Зайсанская, Оз -Озерная, У- Убсунурская, Кз- Кызыльская, Ба - Барнаульская,К - Кузбасская, М - Минусинская, А - Ачинская, Б - Байкальская.

Рис.8. Сопоставление электронной карты [Лунина ,2010, 2012,2016] активных разломов Прибайкалья и Забайкалья (слева) с картой гравитационных аномалий в редукции Фая (справа).

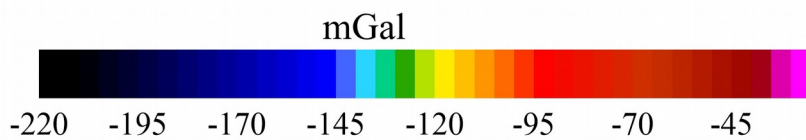
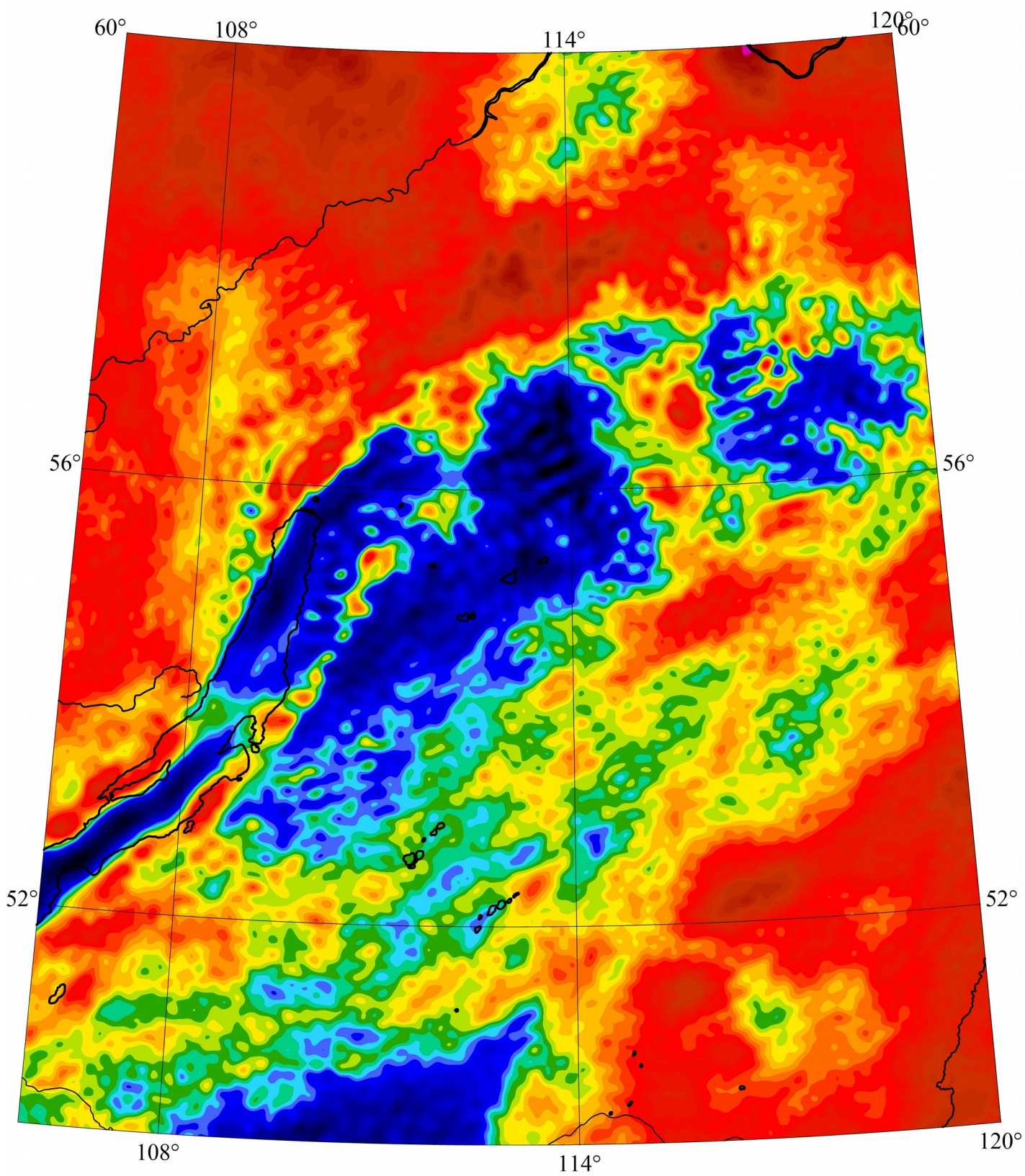
1 – достоверные (а) и предполагаемые (б) разломы; 2 – кайнозойские впадины Байкальской рифтовой зоны; 3 – мезозойские впадины; 4 - породы кристаллического фундамента и чехла Сибирской платформы. Цифрами обозначены кайнозойские впадины: 1-Южно-Байкальская,2-Баргузинская, 3-Северо-Байкальская, 4-Муйская.



mGal

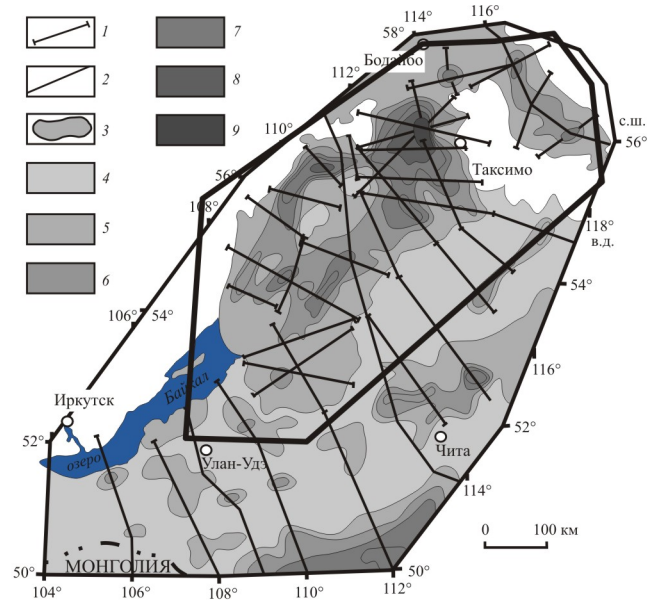


# Bouguer Gravity Field Anomalies (model EIGEN-6C4)

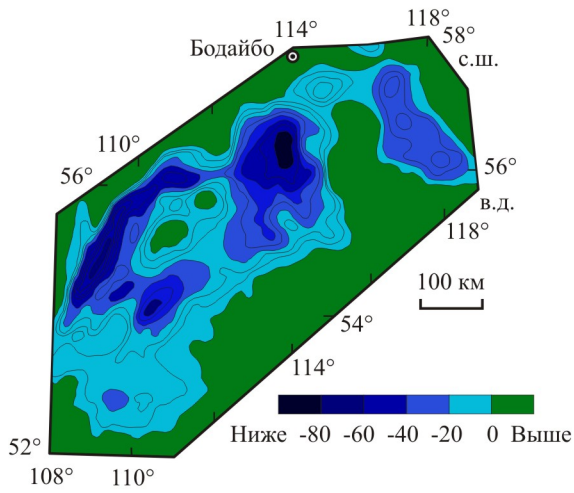




**А**



**Б**



**В**

