



УДК 550.831(517)

DOI <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.122>

Форма и размеры гранитного массива Богдоул (Монголия)

Е. Х. Турутанов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Б. Буянтогтох, Б. Тэнгис

Центр астрономии и геофизики МАН, г. Улаанбаатар

Аннотация. Гранитный массив Богдоул расположен в краевой части Хэнтэйского нагорья Монголо-Забайкальской складчатой системы Центральной Монголии. Геохимические исследования показали, что в гранитоидах массива присутствует аномально высокое содержание Sn, Zn и W. Эти данные послужили основанием для постановки площадных гравиметрических работ с целью определения особенностей геологического строения массива. Работы выполнены с помощью гравиметров Scintrex Autograv CG-5 по стандартной методике. Высоты пунктов наблюдения определялись приборами Trimble 5700 GPS. Среднеквадратическая точность вычисления гравитационных аномалий и густота сети наблюдений отвечают техническим требованиям, предъявляемым к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100 000. Поправка за рельеф введена в радиусе 200 км. По результатам площадной гравиметрической съемки среднего масштаба, выполненной на территории Богдоулинского гранитного массива, получена карта аномалий силы тяжести в редукции Буге. На основе интерпретации этих данных построена объемная модель этого тела. Мощность его доходит до 9,0 км, площадь проекции на земную поверхность в два раза превосходит площадь выходов. Сведения о форме и размерах массива могут быть использованы при заключении о перспективах его металлогенической специализации, признаки которой в отношении отдельных минералов связаны с особенностями его формы и установлены ранее геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями.

Ключевые слова: аномалия силы тяжести, гранитный массив, форма, размеры.

Для цитирования: Турутанов Е. Х., Буянтогтох Б., Тэнгис Б. Форма и размеры гранитного массива Богдоул (Монголия) // Известия Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2019. Т. 27. С. 122–137. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.122>

Введение

Изучение морфологии интрузивных образований является актуальным направлением современной геологии [Healey, Miller, 1963; Oclsner, 1963; Biechler, Bonini, 1966; Eggler, 1967; Bankwits, 1975]. Сведения о форме и размерах интрузивных тел дополняют информацию, используемую при разработке представлений об их образовании и механизме проникновения в верхней части земной коры. Особое значение имеет знание формы и размеров интрузивных тел для поисков и разведки полезных ископаемых.

При изучении морфологии гранитных интрузий целесообразно использовать гравиметрический метод исследований, который позволяет в ряде случаев определить форму и размеры плутонов со степенью приближения, достаточной для общих теоретических разработок и для ориентировки поисковых работ. Этот метод дает возможность получить сведения о морфологии интрузивных образований наиболее дешевым и эффективным способом. До настоящего времени исследования глубинного строения интрузивных образований геофизическими методами, в частности гравиметрическим, судя по публикациям в мировой печати, являются крайне малочисленными [Rowston, 1965; Lind, 1967; Stephanson, Johnson, 1976; Fairhead, Walker, 1977; Pitcher, 1978; Nye role of regional ... , 2006; High-resolution gravity ... , 2008]. В статье рассмотрено геологическое строение Богдоулинского гранитного массива, полученное в результате интерпретации гравиметрических данных. Особенности строения этого массива представляют интерес не только с научной, но и с практической точки зрения, поскольку с ним связаны рудопроявления редких и цветных металлов.

Основные черты геологического строения района Богдоулинского гранитного массива

Гранитный массив Богдоул расположен в краевой части Хэнтэйского нагорья [Геология Монгольской Народной ... , 1973] Монголо-Забайкальской складчатой системы Центральной Монголии. Изучение геологического строения этого массива, обладающего полезной металлогенической специализацией и расположенного в пределах мегаполиса Улаанбаатар, представляет собой актуальную задачу.

Древний фундамент района представлен породами (рис. 1) терригенной формации верхнего рифея – нижнего кембрия, характеризующими нижнепалеозойский структурно-формационный этаж, состоящий главным образом из осадочно-метаморфических пород карбонового состава (различные сланцы, гравелиты, песчаники с прослоями яшм и туффитов).

Этот комплекс осложнен внедрившимися в мезозое гранитоидными интрузиями. Среднепалеозойские отложения собраны в складки антиклинального типа в основном северо-восточного простирания. Породы падают на северо-запад под углом 50–70°.

Каменноугольные отложения, которые слагают более половины объема всех горных пород, особенно широко развиты в этом районе (см. рис. 1). Они имеют морское происхождение, представлены в основном песчаниками и алевролитами и нередко характеризуются флишоидным строением. В пределах центральной части Хэнтэйской горной страны каменноугольные отложения подразделяются (так же как и в Восточном Хангае) на две литологически отличные толщи и, соответственно, на те же два возрастных комплекса, входящих в состав хэнтэйской серии девонско-каменноугольного возраста. Нижняя, главным образом песчанико-алевролитовая, толща слагает значительные площади в окрестностях г. Улаанбаатара. Наиболее низкие горизонты, вероятно, вскрыты лишь по р. Тол севернее Налайха и на север-

ных склонах массива Богдоул. Самые верхние толщи, представляющие переслаивание песчаников и алевролитов, обнажены на северной окраине Улаанбаатара. Видимая мощность нижней толщи в районе Улаанбаатара колеблется от 400 до 1400 м. К востоку, в окрестностях Улаанбаатара и в междуречье Толы и Трэлджи, мощность верхней толщи составляет 1200–1500 м [Геология Монгольской Народной ... , 1973].

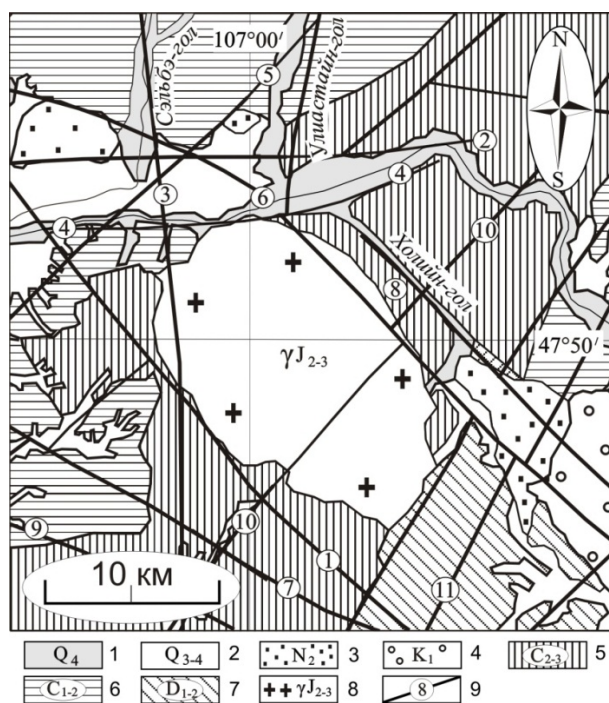


Рис. 1. Геологическая схема района Богдоулинского гранитного массива (по [Геология Монгольской Народной ... , 1973] с изменениями).

Четвертичные отложения: 1 – аллювиальные отложения: галька, гравий, песок, супесь, суглинок, глины; 2 – аллювиально-пролювиальные отложения: глыбы, дресва, щебень, галька с суглинисто-супесчаным заполнением, делювиально-пролювиальные отложения; 3 – верхний неоген-плиоценовые отложения: красноцветные, иногда желтовато-пестрые глины, алевроитовые гальки, пески, слабоцементированные брекчии, конгломераты, гравелиты, суглинки; 4 – нижний мел. Зуунбаянская свита: песчаники с фауной и флорой, алевролиты, конгломераты, гравелиты, глины, аргиллиты; 5 – средний – верхний карбон: разномерные песчаники с прослойками глинистых сланцев, редко гравелиты, конгломераты, алевролиты, гравелиты; 6 – нижний – средний карбон: глинистые сланцы с прослойками разномерных песчаников, алевролиты, кремнистые алевролиты, редко прослойки яшм; 7 – нижний – средний девон. Горихинская свита, нижний горизонт: песчаники с чередующимися прослойками алевролитов и сланцев, алевро-песчаный кварцит, редкие линзы основных эффузивов; 8 – Богдоулинский массив, харалгайская формация: гранит-порфиры с биотитом и мусковитом, мелко-среднезернистые граниты с биотитом и мусковитом, редко с аляскитом, средне-крупнозернистые порфировидные граниты с биотитом, аляскитом, иногда щелочные; 9 – крупные разломы, установленные по геологическим данным. Цифры (арабские) в кружках – названия разломов: 1 – Шижирбогдоулинский; 2 – Северо-Тольский; 3 – Сэльбинский; 4 – Южно-Тольский; 5 – Гацууртынский; 6 – Баянхошуунский; 7 – Сонгиноульский; 8 – Хонхоринский; 9 – Тургэнийский; 10 – Хундайский; 11 – Дэндэйский

Меловые отложения представлены континентальными толщами, залегающими несогласно на палеозойском и раннемезозойском основании. Состав их весьма разнообразен. Среди них широко развиты песчаники, алевролиты, аргиллиты, глинистые и углистые сланцы и известняки, глины, угли, эффузивы основного, среднего и кислого состава. Угли имеют черную или бурую окраску, остальные породы пеструю.

Верхняя часть *разреза* Улаанбаатарской впадины выражена глинистыми толщами неогена, перекрытыми грубозернистыми аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и делювиально-пролювиальными четвертичными отложениями.

Кайнозойский структурно-формационный этаж представлен красноцветной терригенной формацией континентального типа и терригенной формацией континентального типа четвертичного периода. Нижняя часть третичных отложений состоит из конгломерата в песчано-глинистом слабосцементированном состоянии. Выше конгломератов залегают прослой светло-серых глин с линзами слабосцементированных песчаников и гравийных конгломератов. Кайнозойские отложения слабо дислоцированы и имеют общее падение слоев на юго-восток под небольшими ($\leq 18^\circ$) углами.

Неогеновые отложения нерасчлененные. К ним относятся небольшие поля, развитые в долине р. Тола, юго-западе г. Улаанбаатара, на площади Налайхинской впадины и во впадине, расположенной восточнее ее, а также в следующей за ней на юго-восток межгорной впадине. Они сложены главным образом красными и пестрыми глинами, песками, песчаниками, конгломератами, галечниками, гравелитами, алевролитами, обнаруживающими быструю смену состава как в разрезе, так и по простиранию. На более древних образованиях они лежат с размывом и угловым несогласием. Например, в пределах Налайхинской котловины эти отложения представлены песками, различными по окраске глинами, конгломератами, галечниками и рыхлыми песчаниками. Породы залегают горизонтально и имеют мощность около 350–400 м [Геология Монгольской Народной ... , 1973].

Четвертичные отложения пользуются повсеместным распространением на территории Улаанбаатарского района. По генезису среди них выделяются коллювиальные, делювиально-дефлюкционные, делювиально-солифлюкционные, элювиальные, ледниковые и вулканогенные образования. Аллювиальные отложения в долине р. Тола в районе г. Улаанбаатара достигают 30 м. По данным инженерно-геологических исследований, участок долины р. Тола, расположенный в пределах Улаанбаатарской депрессии, в основном сложен аллювиальными отложениями, состоящими из гальки, гравия, песка, супеси, суглинка и глины. Наиболее мощные выходы этих образований отмечены между выходом палеозойских гранитов и правым берегом р. Сэльбэ-гол (см. рис. 1), в районе пересечения крупных разломов – Гацууртынского и Баянхошуунского.

Структурно-тектоническая позиция, возраст и металлогения Богдоулинского массива

Основанием разреза Северо-Хэнтэйской зоны являются венд-кембрийские офиолиты, которые перекрываются раннепалеозойскими (кембрий-силур) турбидитами. Вся эта толща прорвана известково-щелочными раннепалеозойскими гранитами и гранодиоритами. Породы Северо-Хэнтэйской зоны надвинуты на север на Кяхтинский массив. Толщина аллохтона здесь достигает 10 км, а его амплитуда – 40–50 км. Хэнтэйская зона в среднем палеозое (в девоне и карбоне) играла роль преддугового прогиба, в котором накапливались турбидиты [Геология Монгольской Народной ... , 1973]. Тектонический режим развития района в нижнепалеозойский этап соответствовал накоплению осадков в условиях прогибания дна существовавшего здесь морского бассейна. Средне- и верхнепалеозойский структурно-формационный этаж развивался в условиях продолжающегося прогибания дна уже существующего бассейна. В нижнем и среднем девоне произошло формирование эффузивно-осадочных толщ. Практически весь карбон характеризовался режимом формирования терригенных толщ в прибрежных условиях прогибания дна морского бассейна. В это время произошло накопление конгломерато-песчано-алевролитовых и песчаных толщ. В верхнем палеозое морской режим накопления осадков сменился континентальным, в связи с началом поднятия была образована конгломерато-песчаная формация.

Структурный план района в основном был заложен в верхнем палеозое, и в дальнейшем уже континентальные условия способствовали глыбовым перемещениям, расчленяющим палеозойский фундамент. Заложение более крупных разломов, по-видимому, относится к средне-верхнепалеозойскому этапу тектоно-магматической активизации. Преобладание однонаправленного залегания пород и складок свидетельствует о том, что в среднем палеозое ориентировка поля тектонических напряжений если и менялась, то незначительно. Субмеридиональная ориентировка Богдоулинского гранитного массива в общих чертах совпадает с преобладающим простиранием пород докайнозойского фундамента [Геология Монгольской Народной ... , 1973].

Богдоулинский гранитный массив контролируется системой глубинных разломов, крупнейшим из которых является Тольская система (см. рис. 1), ограничивающая массив с севера. В нижнем мелу палеозойский фундамент в районе Богдоулинского массива испытывал общее поднятие, сопровождаемое разломообразованием. Многие разломы, заложенные ранее, были активизированы, например Хонхоринский – крупный разлом северо-западного простирания и Шижирбогдоулинский – также северо-западного простирания (см. рис. 1). Новейшие тектонические деформации наложены на мезозойские структуры, и разделить их не всегда возможно, поэтому часто мезозойские и кайнозойские структуры рассматриваются совместно как мезокайнозойские. Судя по выявленным зеркалам скольжения и глинкам трения, тектоническая активность проявлялась и в кайнозое. По-видимому, ориентировка сил сжатия в мезозое в целом не отличалась от современной [Геология Монгольской Народной ... , 1973].

Структурно-тектоническая позиция района Богдоулинского массива характеризовалась сложно-блоковым строением, обусловленным разнонаправленными движениями по разломам. Главным элементом в этой структуре является Тольский разлом. По существу он представляет систему субпараллельных, иногда подходящих друг к другу под острым углом разрывов, отчетливо видных по бортам грабенов или выделяемых геофизическими методами под осадочными отложениями [Геология Монгольской Народной ... , 1973].

Определение возраста гранитов Богдоулинского массива по цирконам, выполненное [20] свинцовым методом в Лаборатории изотопов Института минералогии в Университете г. Фрайберга (ФРГ), дали величину, лежащую в пределах $(205 \pm 4,1) \div (208,4 \pm 9,1)$ млн лет, – датировали становление гранитоидов ранним мезозоем.

Минералогические исследования Богдоулинского массива показали, что повышенные содержания редкометалльных минералов связаны со второй фазой гранитоидов, представленной лейкогранитами и гранитами, и концентрируются на северо-восточной окраине плутона, что совпадает с геохимическими данными, полученными ранее. Эти геохимические данные свидетельствуют, что в гранитоидах массива присутствует аномально высокое содержание Sn (до 25 мг/кг), Zn (до 81 мг/кг) и W (до 11 мг/кг). Неожиданным оказалась точечная концентрация молибденита и касситерита, обнаруженная на многих участках массива. Лабораторные измерения магнитной восприимчивости гранитоидов в количестве 65 образцов, выполненные на этих точках с помощью каппаметра КТ-5, указывают, что 80 % этих образцов принадлежат ильменитсодержащим минералам, имеющим повышенную магнитную восприимчивость и создающим положительные магнитные аномалии.

Все имеющиеся к настоящему времени геологические, геофизические, минералогические и геохимические материалы говорят о необходимости специальных исследований, направленных на оценку перспектив поисков рудопроявлений редких и цветных металлов на территории Богдоулинского гранитного массива. Одной из важнейших задач в этом плане можно считать определение формы и размеров этого тела с помощью геофизических, в частности гравиметрических, данных.

Выделение аномалий силы тяжести, связанных с гранитными интрузиями

Для изучения глубинного строения Богдоулинского гранитного массива использовались гравитационные аномалии в редукции Буге (рис. 2). Получены они в результате обработки материалов крупномасштабной гравиметрической съемки с плотностью наблюдений 1 пункт на 1 км². Точность определения аномалий Буге составила $\pm 0,1$ мГал. Работы выполнены с помощью гравиметров Scintrex Autograv CG-5 по стандартной методике. Высоты пунктов наблюдения определялись приборами Trimble 5700 GPS. Среднеквадратическая точность вычисления гравитационных аномалий и густота сети наблюдений отвечают техническим требованиям, предъявляемым к гравиметрическим съемкам масштаба 1:100 000. Поправка за рельеф введена в радиусе 200 км.

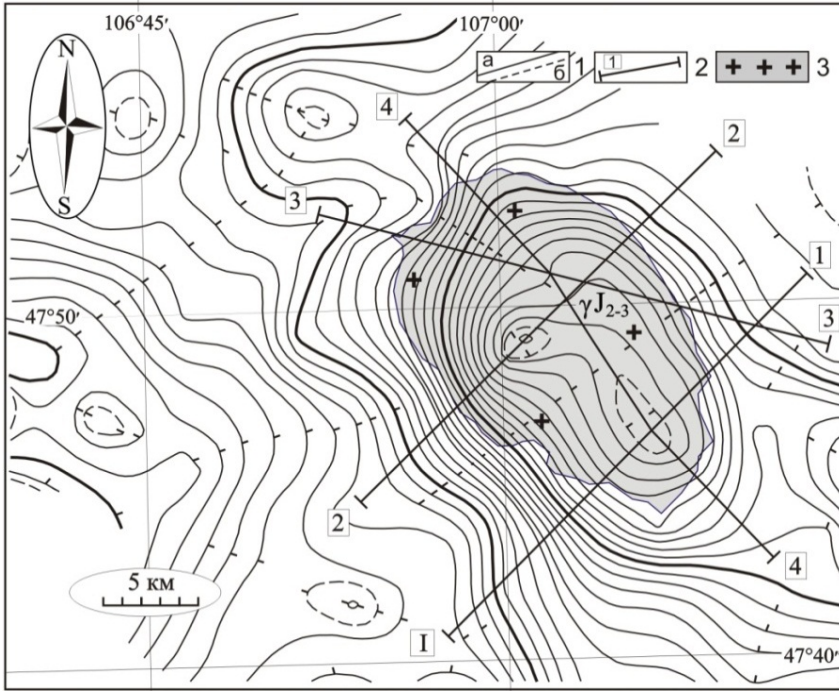


Рис. 2. Схема аномалий Буге Богдоулинского гранитного массива (в относительном уровне, сечение изоаномал через 0,5 мГал):

1 – изоаномалы силы тяжести: а – основные, б – дополнительные; 2 – интерпретационные профили; 3 – гранитоиды Богдоулинского массива

Как правило, массивы кислых интрузивных пород, прорывающие складчатые песчанико-сланцевые толщи, отражаются в гравитационном поле отрицательными локальными аномалиями [Howard, 1982; Campbell, Jonson, 1982; Pitcher, 1978; Ramodass, Ramaprasada, Himabindu, 2006]. Последние иногда близки к изометричным, но чаще являются линейно-вытянутыми, так как интрузивные тела обычно вытянуты вдоль контролирующих их разломов. Отрицательные аномалии сходной интенсивности в рассматриваемых районах наблюдаются также и над позднемезозойскими впадинами, заполненными кластическими континентальными отложениями верхней юры – нижнего мела. Понижения поля силы тяжести могут быть и над крупными синклиналиными структурами вмещающих толщ. Для решения поставленной задачи последние два аномалиеобразующих фактора являются мешающими.

Для определения природы отрицательных локальных аномалий необходимо сопоставлять гравитационное поле с геологическими данными. Если денудационный срез глубок и выходы гранитов соответствуют общей площади кровли плутона или ее значительной части, то изоаномалы гравитационного поля приближенно согласуются с контурами массива, выявленными в процессе геологического картирования. Но в большинстве случаев денудационный срез неглубок, и на земной поверхности обнажаются лишь апи-

кальные части небольших по площади выступов кровли плутона. В такой ситуации в пределах общей отрицательной аномалии, соответствующей всему интрузивному телу, выделяются локальные минимумы высокого порядка, совпадающие с выходами гранитов. Установление подобных закономерностей в совокупности с данными денситометрии о пониженной плотности гранитов позволяет однозначно выделять аномалии, связанные с гранитными интрузиями.

Если тело кислых интрузивных пород не имеет выходов на поверхность, «гранитную» природу аномалий можно установить с той или иной достоверностью, исключая возможность ее соответствия другим перечисленным выше объектам. При этом необходимо использовать всю информацию, содержащуюся в геологических картах.

Методика выделения локальных (остаточных) аномалий силы тяжести, связанных с гранитами Богдоулинского массива

При отсутствии дополнительной информации о пространственной форме геологических объектов (мы имеем дело с такой ситуацией) отделить полезные аномалии от аномалий-помех можно лишь в случае, если аномалии различаются по ширине и горизонтальным градиентам, т. е. по своим спектрам. В нашем случае «полезные» аномалии являются локальными. Минимумы, наблюдаемые над депрессиями, соизмеримы с ними по ширине. При взаимном положении таких аномалий разделить их невозможно. Однако совместный анализ гравиметрических и геологических карт показывает, что подобное наложение сравнительно редко. Чаще встречается такая ситуация, когда минимумы, связанные с гранитами, осложнены региональным фоном, который создается особенностями глубинной структуры и плотностными неоднородностями вмещающих пород. Аномалии регионального фона более широки и пологи в сравнении с «гранитными». Поэтому предположение о линейном изменении регионального фона по коротким профилям, секущим интересующие нас гравитационные минимумы поперек их вытянутости, видимо, не вызовет больших погрешностей [Турутанов, 2012]. Региональный фон определялся для каждого поперечного профиля отдельно как прямая наклонная линия, асимптотически приближающаяся к пологим участкам графика аномалий силы тяжести. Эти участки наблюдаются на значительном удалении от центральных частей минимумов. Прямая линия проводилась как касательная в область максимумов, окружающих исследуемую аномалию (см. рис. 2). Система взаимно увязанных таким способом профилей использована для построения схемы локальных (остаточных) аномалий силы тяжести, связанных с гранитами Богдоулинского массива (рис. 3).

Интенсивность локальных отрицательных аномалий в районе Богдоулинского массива доходит до 18 мГал. Применение описанной выше методики не исключает возможности существенных искажений выделяемых локальных минимумов. В ряде случаев такие минимумы могут содержать неучтенные влияния неоднородностей фундамента (например, тел диоритов и базитов). Поэтому в отдельных местах возможно преуменьшение мощности гранитоидов, т. е. полученные при интерпретации оценки этого параметра нужно рассматривать как его минимально допустимые значения.

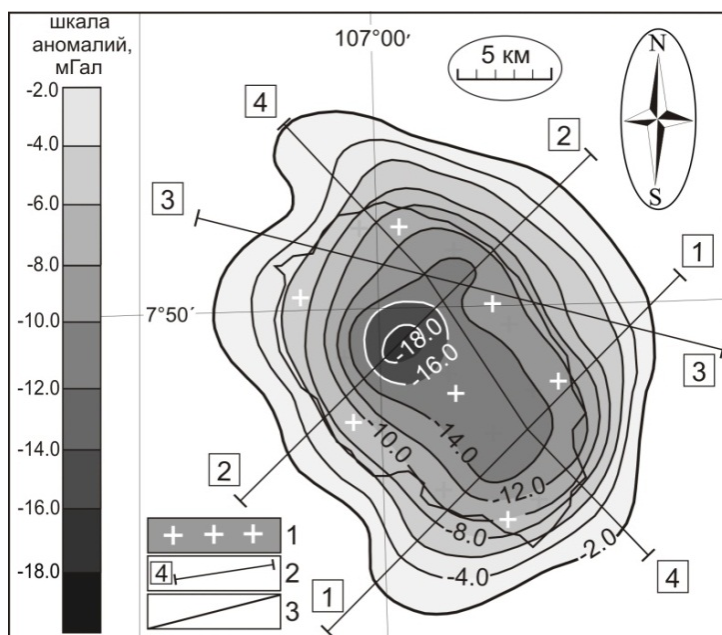


Рис. 3. Схема локальных (остаточных) аномалий Богдоулинского гранитного массива (в относительном уровне, сечение изоаномал через 2 мГал):

1 – гранитоиды; 2 – интерпретационные профили; 3 – изоаномалы силы тяжести. Цифры в квадратах – номера интерпретационных профилей

Результаты количественной интерпретации аномалий силы тяжести

Приближенное представление о форме и размерах гранитоидных интрузий можно получить методом подбора моделей, гравитационное влияние которых согласуется с выделенными аномалиями силы тяжести. Естественно, при этом должны быть учтены информация о плотностях интрузий и вмещающих пород, геологические данные о местоположении выходов гранитов на земную поверхность [Турутанов, 2012]. Метод подбора заключается в последовательном построении ряда моделей и в решении прямой задачи гравиметрии для каждой из них. Количественная интерпретация гравитационных аномалий осуществлялась с помощью 3D-программы полуавтоматизированной инверсии аномалий силы тяжести при аппроксимации тел ограниченными по простиранию горизонтальными призмами с вертикальными сечениями, имеющими форму многоугольников [Webring, 1985]. Последующие приближения строятся с учетом результатов сравнения гравитационного влияния предыдущей модели с наблюдаемым полем. Подбор имеет смысл вести до того варианта, когда отличия влияния модели от наблюдаемой аномалии станут равными погрешностям съемок либо меньше их. Результаты интерпретации локальных гравитационных аномалий (см. рис. 3) вдоль профилей отражены на интерпретационных разрезах (рис. 4).

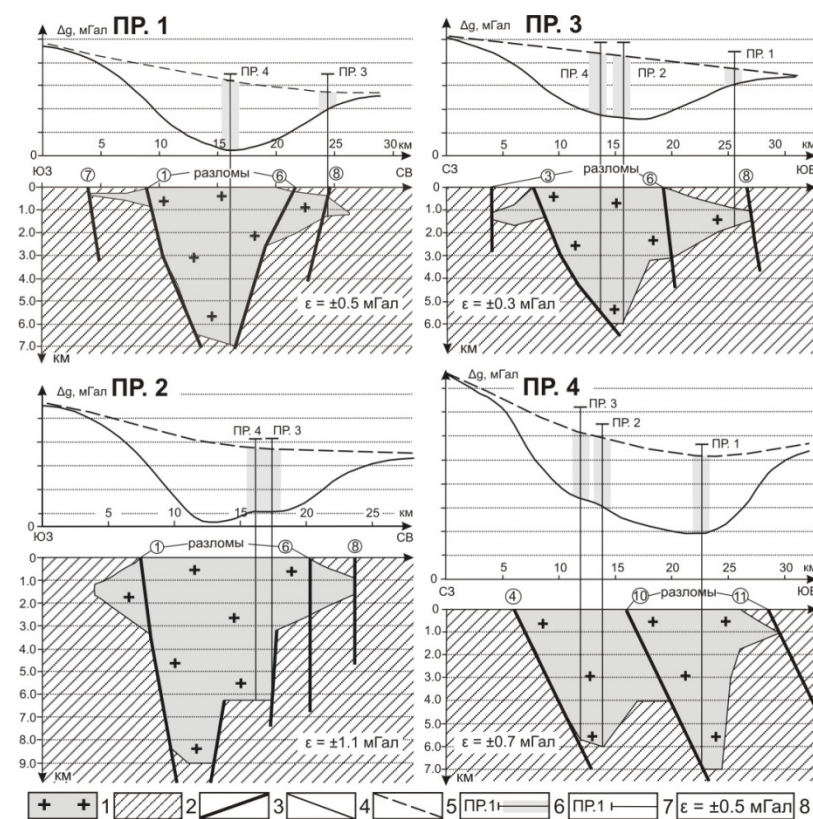


Рис. 4. Геолого-геофизические разрезы вдоль интерпретационных профилей Богдоулинского гранитного массива:

1 – осадочные отложения; 2 – вмещающие породы; 3 – крупные разломы, установленные по геологическим данным. Цифры в кружках – номера и названия разломов (см. усл. обознач. на рис. 1); 4 – графики аномалий силы тяжести в редукции Буге; 5 – графики регионального фона; 6 – точки пересечения и значения величины регионального фона в местах пересечения интерпретационных профилей; 7 – точки пересечения и значения мощности (толщины) гранитоидов в местах пересечения интерпретационных профилей (положение профилей см. на рис. 3); 8 – точность подбора моделей по профилям, мГал

В случае, когда аномалии над телами гранитов имеют сложную форму, наиболее приемлемыми являются трехмерные модели. Мы пытались подобрать по каждому сечению наиболее компактное распределение масс с минимальным количеством апофиз. По результатам интерпретации построена схема толщины массива. Линии равных глубин проведены путем интерполяции с учетом хода изоаномал на картах остаточных аномалий. На основе результатов интерпретации гравитационных аномалий вдоль интерпретационных разрезов (см. рис. 4) составлена схема глубинного строения массива (рис. 5). Эта схема дает самое общее представление о строении плутона и о морфологических особенностях его подземной части.

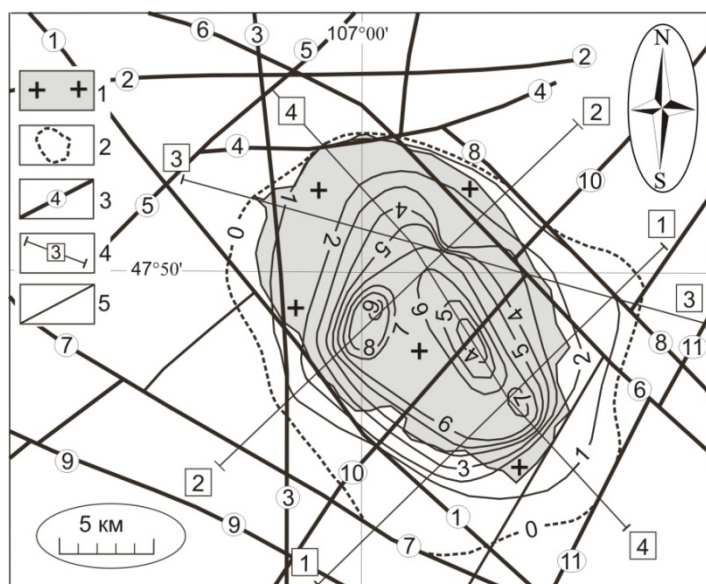


Рис. 5. Геолого-геофизическая модель глубинного строения (схема изолиний мощности (толщины) Богдоулинского гранитного массива):

1 – выходы гранитоидов; 2 – площадь проекции массива на земную поверхность; 3 – крупные разломы, установленные по геологическим данным. Цифры в кружках – номера и наименования разломов (см. усл. обознач. на рис. 1); 4 – интерпретационные профили. Цифры в квадратах – номера профилей; 5 – изолинии мощности (толщины) гранитоидов

Судя по интерпретационным разрезам и схеме мощности, Богдоулинский массив имеет сложное «клавишное» строение и представлен блоками, направления простирания которых совпадают с направлением простирания разрывных нарушений, ограничивающих массив (см. рис. 1, 4, 5). Массив имеет форму овала с размерами $30 \times 15 \div 20$ км, направление его длинной оси – северо-западное и совпадает с направлением Шижирбогдоулинского, Сэльбинского, Баянхошуунского, Сонгиноульского и Хонхоринского глубинных разломов, которые ограничивают Богдоулинский массив с юго-запада и северо-востока. Северное ограничение массива контролируется Северо- и Южно-Тольской системой крупных тектонических нарушений, южное – Дэндэйским глубинным разломом (см. рис. 1 и 5). Центральная часть массива пересечена региональным Хундайским разломом, параллельным Дэндэйскому и расположенным в 10–12 км севернее его. Максимальная мощность гранитоидов, судя по результатам интерпретации гравиметрических данных, составляет 9,0 км (см. рис. 4, профиль 2). Необходимо заметить, что указанная величина является, по-видимому, минимальной оценкой, поскольку концы линий интерпретационных профилей (как уже было сказано выше) во избежание возможных ошибок в определении уровня регионального фона были выведены на сравнительно пологие участки максимумов, расположенных в области распространения пород фундамента. К северу от Южно-Тольского разлома мощность (толщина массива) составля-

ет, вероятно, первые сотни метров, что соответствует интенсивности отрицательной аномалии и качественно подтверждает результаты определения формы Богдоулинского массива, северное ограничение которого совпадает с системой Тольских глубинных разломов (см. рис. 1 и 5).

Выводы

Анализ гравитационных аномалий силы тяжести в редукции Буге, полученных в результате выполненной авторами наземной площадной гравиметрической съемки среднего масштаба, позволил определить форму и размеры Богдоулинского гранитоидного массива. Максимальная толщина тела составляет 9,0 км, площадь проекции на земную поверхность – около 500 км² (при площади выходов, равной 200 км²). Гравиметрические данные подтвердили блоковое строение массива (предполагаемое ранее по геологическим данным), границы которого контролируются крупными разломами.

Необходимо отметить, что в результате интерпретации гравитационных аномалий в большинстве случаев получается довольно грубое представление о глубинной структуре гранитных плутонов, даже при известном недостатке плотности и учете положения их выходов на земную поверхность. При этом достоверно устанавливаются глубина центра тяжести, площадь поперечного сечения, общая асимметричность плутона [Турутанов, 2012]. Ориентируясь на варианты компактного распределения масс, можно получить представление о минимально возможной площади кровли и установить уплощенность массива по вертикали (если она резко выражена). По локальным аномалиям высокого порядка вполне уверенно выделяются выступы кровли плутонов, не вскрытые денудацией. Однако выводы по глубине кровли подземных частей интрузий отличаются чрезвычайной неточностью. Скорее, здесь следует говорить лишь об оценке по порядку. Составленная нами схема строения толщины плутона дает лишь общее представление о глубинной структуре интрузии. В ряде случаев на ней, видимо, сильно искажены глубины и пропущены боковые апофизы, вытянутые в горизонтальном направлении. Сведения о форме и размерах массива, как и о его структурном положении, могут быть полезны при заключении о перспективах его металлогенической специализации, признаки которой в отношении отдельных минералов связаны с особенностями его формы и установлены геолого-геофизическими и геохимическими исследованиями.

Полученные представления о морфологии интрузивного тела позволяют дать некоторые рекомендации по направлению поисковых работ на вольфрам и олово. Месторождения вольфрама и олова обычно концентрируются во вмещающих породах над плутонами кислых гранитов. С этой точки зрения, вся площадь проекций интрузивных тел на земную поверхность является перспективной на обнаружение таких месторождений, и в ее пределах должны проводиться поисковые работы крупного масштаба.

Первоочередными для проведения поисков являются районы, где кровля гранитов находится на сравнительно небольшой глубине (0,5–1,0 км). К таким районам относится территория юго-западной оконечности Богдо-

улинского массива между Шижирбогдоулинским и Сонгиноульским разломами, ограниченная Хундайским разломом с запада и Дэндэйским разломом с востока (см. рис. 4, 5, профиль 1). На юго-восточном окончании массива перспективным является участок, заключенный между Баянхошуунским и Хонхоринским разломами (см. рис. 4, 5, профиль 1), ограниченный на северо-западе Хундайским, а на юго-востоке – Дэндэйским разломами.

Геологическая съемка и поисковые работы крупного масштаба, которые рекомендуется провести на перспективных площадях, должны сопровождаться геофизическими исследованиями. На этом этапе, видимо, основная роль в комплексе геофизических работ будет принадлежать электроразведке и особенно методу вызванных потенциалов. Последний метод позволяет фиксировать зоны сульфидной минерализации, которые часто сопровождают руды вольфрама и олова. В комплексе с бурением он способен решить вопрос о поисках «слепых» рудных тел. Нельзя считать, что перспективы Богдоулинского района на обнаружение новых рудных тел уже исчерпаны.

Несмотря на то что гравиметрия дает сравнительно небольшое количество достоверных сведений о форме и размерах гранитных интрузий, эта информация достаточно важна для геолога и пока не может быть получена никакими другими методами с равными затратами средств.

Список литературы

- Байкало-Монгольский трансект / Ю. А. Зорин, В. Г. Беличенко, Е. Х. Турутанов, В. В. Мордвинова, В. М. Кожевников, П. Хозбаяр, О. Томуртоогоо, Н. Арвисбаатар, Ш. Гао, П. Дэвис // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 94–110.
- Геология Монгольской Народной Республики. Т. 1: Стратиграфия / под ред. Н. А. Маринова, Л. П. Зоненшайна, В. А. Благоврава. М.: Недра, 1973. 582 с.
- Турутанов Е. Х. Морфология мезозойских гранитных плутонов Монголии по гравиметрическим данным. Иркутск: Изд-во ИрГТУ, 2012. 223 с.
- Bankwitz P. Magmentektonloche Aspekte der Intrusion des Erzgebirgeplutons // Geolog. und Geophys. Veroff. 1975. R III, N 36. P. 48.
- Biehler S. A., Bonini W. E. Geophysical Interpretation of the Boulder Batholith, Montana. Trans. Amer. Geophys. Union. 1966. 47. N 1. P. 192.
- Campbell D. S., Jonson D. J. Bouguer gravity study of Enumclaw Pinnacle peak // Northwest Sci. Washington. 1982. N 2. P. 90–100.
- Egglar D. H. Gravity survey of the Livermore-Tie Siding area, Colorado-Wyoming // Mountain Geol. 1967. 4. N 3. P. 109–114.
- Fairhead J. D., Walker P. The geological interpretation of gravity and magnetic surveys over the exposed southern margin of the Galway Granite, Ireland // Geol. J. 1977. 12. N 1. P. 17–24.
- Healey D. L., Miller C. H. Gravity survey of the Gold Meadows stock, Nevada Test Site, Nye County, Nevada // Geol. Surv. Profess. Paper. 1963. 475 B. P. 64–66.
- High-resolution gravity study of the Gray Fossil Site. (East Tennessee State University. Department of Geosciences, Springfield, Missouri, USA) / J. L. Whitelaw, K. Mickus, M. J. Whitelaw, J. Nave // Geophysics. 2008. 73. N 2. P. B25–B32.
- Howard D. Geophysical studies of the Minarets Wilderness and adjacent areas, Madera and Mono counties, California // Geol. Surv. Bull. 1982. 1516 A. P. 49–72.
- Lind G. Gravity measurements over the Bohua Granite in Sweden // Geol. fohrn. Stockholm forhanadl. 1967. 88. N 4. P. 542–548.

Nye role of regional scale faults in controlling a trapdoor caldera, Coromandel Peninsula / N. Smith, J. Cassidy, C. A. Locke, J. L. Mauk, A. B. J. Christie // *New Zealand Volcanol and Geotherm. Res.* 2006. 149. N 3–4. P. 312–328.

Oclsner C. Die gravimetrischen Spezialvermessungen des Gebietes Geger // *Freiberger Forschungs. Ehrenfriedersdorf.* 1963. N 167. P. 85–93.

Pitcher W.S. The anatomy of batholiths // *Journ. Geol. Soc. London,* 1978. Vol. 135, N 2. P. 157–182.

Ramodass G., Ramaprasada Rao I.B., Himabindu D. Crustal configuration of the Dharwar craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data // *J. Asian Earth Sci.* 2006. 26. N 5. P. 437–448.

Rowston D.L. Gravity survey of manganese deposits in the Mt. Sydney-Woodie Woodie area, Pilbara Goldfield // *Geol. Surv. West. Austral. Annual. Rept.* 1965. S. 1. P. 49–51.

Stephanson O., Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia // *Precambrian Res.* 1976. 3. N 2. P. 159–185.

Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles // *U. S. Geological Survey Open-File Report OF 85-122.*

Geological Structure Bogdoulinsky Granite Massif (Mongolia)

E. Kh. Turutanov

Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk

B. Buyantogtokh, B. Tengis

Center for Astronomy and Geophysics of the MAS, Ulaanbaatar

Abstract. The study of the morphology of intrusive behaviors is an actual direction of modern geology. Information on the shape and size of intrusive bodies complements the information used in the development of ideas about their formation and the mechanism of penetration in the upper part of the earth's crust. The granite massif Bogdole is located in the marginal part of the Khentei highland of the Mongolian-Trans-Baikal fold system of Central Mongolia. Geochemical studies have shown that in the granitoids of the massif there is an anomalously high content of Sn, Zn and W. These data served as the basis for setting up area gravimetric studies to determine the features of its geological structure. The work was performed using gravimeters scintrex autograv CG-5 according to the standard procedure. The heights of the observation points were determined by the Trimble 5700 GPS devices. The rms accuracy of calculating the gravity anomalies and the density of the observational network correspond to the technical requirements for gravimetric surveys of a scale of 1: 100 000. The correction for the relief was introduced within a radius of 200 km. Based on the results of the medium-scale area gravimetric survey performed on the territory of the Bogdulin granite massif, a map of gravity anomalies in the Bouguer reduction was obtained. Based on the interpretation of these data, a volumetric model of this body is constructed. Its power reaches 9,0 km, the area of the projection to the earth's surface is twice the area of the outlets. Information on the shape and size of the array can be used in concluding on the prospects of its metallogenic specialization, the features of which are related to the specific features of its form in relation to individual minerals and established earlier by geological, geophysical and geochemical studies.

Keywords: anomaly of gravity, granite massif, shape, dimensions.

For citation: Turutanov E.Kh., Buyantogtokh B., Tengis B. Geological Structure Bogdoulinsky Granite Massif (Mongolia). *The Bulletin of Irkutsk State University. Series Earth Sciences*, 2019, vol. 27, pp. 122-137. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2019.27.122> (in Russian)

References

- Zorin Yu.A., Belichenko V.G., Turutanov E.Kh., Mordvinova V.V., Kozhevnikov V.M., Khozbayar P., Tomurtogoo O., Arvisbaatar N., Gao Sh., Devis P. *Baikalo-Mongol'skii transekt* [The Baikal-Mongolian Transect]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 1994, no. 7-8, pp. 94-110. (in Russian)
- Marinova N.A., Zonenshaina L.P., Blagonravova V.A. (ed.). *Geologiya Mongol'skoi Narodnoi Respubliki. Tom I. Stratigrafiya*. Pod. red. [Geology of the Mongolian People's Republic. Vol. I. Stratigraphy]. Moscow, Nedra Publ., 1973, 582 p. (in Russian)
- Turutanov E.Kh. *Morfologiya mezozoiskikh granitnykh plutonov Mongolii po gravimetricheskim dannym* [Morphology of Mesozoic granite plutons of Mongolia by gravimetric data]. Irkutsk, IRGTU Publ., 2012, 223 p. (in Russian)
- Bankwitz P. Magmentektonloche Aspekte der Intrusion des Erzgebirgeplutons. *Geolog. und Geophys. Veroff*, 1975, vol. III, no. 36, p. 48.
- Biehler S. A., Bonini W.E. Geophysical Interpretation of the Boulder Batholith, Montana. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 1966, 47, no. 1, p. 192.
- Campbell D.S., Jonson D.J. Bouguer gravity study of Enumclaw Pinnacle peak. *Northwest Sci. Washington*, 1982, no. 2, pp. 90-100.
- Egglar D.H. Gravity survey of the Livermore-Tie Siding area, Colorado-Wyoming. *Mountain Geol.*, 1967, 4, no. 3, pp. 109-114.
- Fairhead J.D., Walker P. The geological interpretation of gravity and magnetic surveys over the exposed southern margin of the Galway Granite, Ireland. *Geol. J.*, 1977, 12, no. 1, pp. 17-24.
- Healey D.L., Miller C.H. Gravity survey of the Gold Meadows stock, Nevada Test Site, Nye County, Nevada. *Geol. Surv. Profess. Paper.*, 1963, 475 B, pp. 64-66.
- Whitelaw J.L., Mickus K., Whitelaw M.J., Nave J. High-resolution gravity study of the Gray Fossil Site (East Tennessee State University. Department of Geosciences, Springfield, Missouri. USA). *Geophysics*, 2008, 73, no. 2, pp. B25-B32.
- Howard D. Geophysical studies of the Minarets Wilderness and adjacent areas, Madera and Mono counties, California. *Geol. Surv. Bull.*, 1982, 1516 A, pp. 49-72.
- Lind G. Gravity measurements over the Bohua Granite in Sweden. *Geol. foehn. Stockholm forhandl*, 1967, 88, no. 4, pp. 542-548.
- Smith N., Cassidy J., Locke C.A., Mauk J.L., Christie A.B.J. Nye role of regional scale faults in controlling a trapdoor caldera, Coromandel Peninsula. *New Zealand Volcanol and Geotherm. Res.*, 2006, 149, no. 3-4, pp. 312-328.
- Oclsner C. Die gravimetrischen Spezialvermessungen des Gebietes Geger. *Freiberger Forschungs. Ehrenfriedersdorf*, 1963, no. 167, pp. 85-93.
- Picher W.S. The anatomy of batholiths. *Journ. Geol. Soc. London*, 1978, vol. 135, no. 2, pp. 157-182.
- Ramodass G., Ramaprasada Rao I.B., Himabindu D. Crustal configuration of the Dharwar craton, India, based on joint modeling of regional gravity and magnetic data. *J. Asian Earth Sci.*, 2006, 26, no. 5, pp. 437-448.
- Rowston D.L. Gravity survey of manganese deposits in the Mt. Sydney-Woodie Woodie area, Pilbara Goldfield. *Geol. Surv. West. Austral. Annual. Rept.*, 1965, vol. 1, pp. 49-51.
- Stephanson O., Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia. *Precambrian Res.*, 1976, 3, no. 2, pp. 159-185.
- Webring M. Semi-automatic Marquardt inversion of gravity and magnetic profiles // U.S. Geological Survey Open-File Report OF 85-122.

Турутанов Евгений Хрисанфович

доктор геолого-минералогических наук,
главный научный сотрудник, заведующий,
лаборатория комплексной геофизики

Turutanov Evgeny Khrisanfovich

Doctor of Sciences (Geology and Mineralogy),
Chief Researcher, Head, Laboratory Complex
Geophysics

*Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
тел.: (3952) 42-87-92
e-mail: tur@crust.irk.ru*

*Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
tel.: (3952) 42-87-92
e-mail: tur@crust.irk.ru*

Буянтогтох Базарин
*аспирант
Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
научный сотрудник
Центр астрономии и геофизики МАН
Монголия, 210613, Улаанбаатар, Р.О.-788
тел.: 976-11-458024
e-mail: bazaryn_b@yahoo.com*

Buyantogtokh Bazarin
*Postgraduate
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
Research Scientist
Center for Astronomy and Geophysics of MAS
PO-788, Ulaanbaatar-210613, Mongolia
tel.: 976-11-458024
e-mail: bazaryn_b@yahoo.com*

Тэнгис Бадма
*аспирант
Институт земной коры СО РАН
Россия, 664033, г. Иркутск,
ул. Лермонтова, 128
научный сотрудник
Центр астрономии и геофизики МАН
Монголия, 210613, Улаанбаатар, Р.О.-788
тел.: 976-11-458024*

Tengis Badma
*Postgraduate
Institute of the Earth's Crust SB RAS
128, Lermontov st., Irkutsk, 664033,
Russian Federation
Research Scientist
Center for Astronomy and Geophysics of MAS
PO-788, Ulaanbaatar-210613, Mongolia
tel.: 976-11-458024*