



Научная статья

УДК 550.831

<https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-4-369-381>



Структура Эрдэнэтского рудного района по гравиметрическим данным

Евгений Хрисанфович Турутанов^а, Виктор Степанович Канайкин^б

^аИнститут земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

^бИркутский национальный исследовательский технический университет, г. Иркутск, Россия

Автор, ответственный за переписку: Канайкин Виктор Степанович, kanvs@yandex.ru

Резюме. Целью данного исследования являлось построение модели структуры верхней части земной коры рудного района Монголии и трехмерное картирование интрузивных тел, с которыми связывается медно-порфировое оруденение. Авторами выполнена площадная гравиметрическая съемка с плотностью наблюдений 1 пункт на 6 км² с точностью измерений $\pm 0,8$ мГл, в результате которой установлено, что медно-молибденовые рудопроявления района, включая Эрдэнэтское, приурочены к локальным гравитационным минимумам, которые интерпретируются как утолщение тела селенгинских гранитоидов и, в свою очередь, приурочены к локальным углублениям подошвы этого тела. Установлена пространственная близость подводящих каналов рудоносных малых интрузий и крупных гранитоидных тел селенгинского комплекса. Рудоносные порфировые интрузии приурочены к довольно широким (около 10 км) зонам, расположенным над углублениями подошвы всех интрузий селенгинского комплекса (как гранитоидного, так и диоритового состава). Поскольку локальные углубления подошвы гранитоидных интрузивов соответствуют положению подводящих магму каналов, рудоносные малые интрузии внедрялись примерно в тех же местах, где существовали подводящие каналы гранитоидных интрузий селенгинского комплекса. Поэтому можно полагать, что в данном случае имеет место не только тектоническая унаследованность (приуроченность к одним и тем же разломам и местам их пересечения), но и генетическая, поскольку источниками малых интрузий могли являться остаточные расплавы тех же очагов, в которых генерировалась магма интрузий селенгинского комплекса. С этой точки зрения целесообразность выделения самостоятельного эрдэнэтского комплекса представляется спорной. Геофизические данные о пространственной близости подводящих каналов указанных интрузий позволяют лишь поставить вопрос о такой целесообразности. Решение этого вопроса возможно на основе комплексного анализа петрологических и геохимических данных.

Ключевые слова: аномалия силы тяжести, гранитные интрузии, месторождения полезных ископаемых

Для цитирования: Турутанов Е. Х., Канайкин В. С. Структура Эрдэнэтского рудного района по гравиметрическим данным // Науки о Земле и недропользование. 2021. Т. 44. № 4. С. 369–381. <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-4-369-381>.

Original article

Structure of the Erdenet ore district according to gravimetric data

Evgeny K. Turutanov^a, Viktor S. Kanaykin^b

^aInstitute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russia

^bIrkutsk National Research Technical University, Irkutsk, Russia

Corresponding author: Viktor S. Kanaykin, kanvs@yandex.ru

Abstract. The purpose of the study is construction of a model of the upper crust structure of the ore region in Mongolia and the three-dimensional mapping of intrusive bodies with which copper-porphyry mineralization is associated. An areal gravity survey was carried out with an observation density of 1 point per 6 km² with the measurement accuracy of ± 0.8 mGal. As a result, it was found that copper-molybdenum ore occurrences of the area including the Erdenet ore district are confined to local gravitational minima, which are interpreted as thickening of the body of the Selenga granitoids. The latter are confined to local depressions of this body base. The spatial proximity of supply channels of small ore-bearing intrusions and large granitoid bodies of the Selenga complex has been established. Porphyry ore intrusions are confined to rather wide (about 10 km) zones located above the depressions of the base of all intrusions of the Selenga complex (both granitoid and diorite). Since the local base depressions of the granitoid intrusions correspond to the position of magma supply channels, ore-bearing small intrusions were introduced approximately in the same places where the supply chan-

© Турутанов Е. Х., Канайкин В. С., 2021



nels of granitoid intrusions of the Selenga complex existed. Therefore, it can be assumed that this case is characterized by not only tectonic inheritance (confined to the same faults and their intersection points), but also by a genetic one, since residual melts of the same foci, in which intrusion magma of the Selenga complex was generated might be the sources of small intrusions. From this point of view, the expediency of distinguishing an independent Erdenet complex seems to be controversial. Geophysical data on the spatial proximity of specified intrusion supply channels permit only to raise the question of such expediency. The solution to this issue is possible on the basis of a comprehensive analysis of petrological and geochemical data.

Keywords: gravity anomaly, granite intrusions, mineral deposits

For citation: Turutanov E. K., Kanaykin V. S. Structure of the Erdenet ore district according to gravimetric data. *Nauki o Zemle i nedropol'zovanie* = *Earth sciences and subsoil use*. 2021;44(4):369-381. (In Russ.). <https://doi.org/10.21285/2686-9993-2021-44-4-369-381>.

Введение

Интерпретация геофизических данных, проведенная в дополнение к геологическому картированию, позволяет получить представление об объемном строении верхней части земной коры, в частности о глубинной геометрии гранитных плутонов. Изучение морфологии гранитных интрузий имеет большое научное и практическое значение. Сведения о форме и размерах интрузивных тел дополняют информацию, используемую при разработке представлений о геодинамических условиях их образования и механизме проникновения в верхние части земной коры. С гранитами генетически и пространственно связаны многие месторождения редких и цветных металлов. Месторождения эти локализируются либо в экзоконтактовых зонах над кровлей мезозойских гранитных массивов, либо в эндоконтактовых зонах апикальных частей интрузивов. Такое распределение минерализации, естественно, вызывает интерес к морфологии кровли гранитных плутонов, так как при этом могут быть получены важные сведения для ориентировки поисковых работ в районах, где рудоносные граниты слабо вскрыты на уровне современного денудационного среза.

Возможности чисто геологических методов в решении этой задачи ограничены. Детальные структурные съемки позволяют реконструировать первичную форму обнаженных частей плутонов. Экстраполяция полученных данных на не вскрытые части интрузий дает результаты лишь применительно к узким зонам, непосредственно примыкающим к выходам гранитов. Бурение же глубоких скважин в районах, перспективы которых еще недостаточно ясны, может оказаться экономически неоправданным.

При изучении морфологии гранитных интрузий наиболее приемлемо применение геофизических методов, которые позволяют в ряде случаев определить форму и размеры плутонов со степенью приближения, достаточной для общих теоретических разработок и для ориентировки поисковых работ. Во многих регионах уже накоплен значительный опыт по решению такого рода задач [1–3].

В ходе представленного исследования с целью построения модели структуры верхней части земной коры одного из наиболее интересных рудных районов Монголии и трехмерного картирования интрузивных тел, входящих в позднепалеозойско-раннемезозойскую вулканоплутоническую ассоциацию пород, с которой связывается медно-порфировое оруденение, в окрестностях Эрдэнэтского медно-молибденового месторождения на площади около 5000 км² авторами была выполнена гравиметрическая съемка с плотностью наблюдений 1 пункт на 6 км² с точностью измерений $\pm 0,8$ мГал.

Материалы и методы исследования

Геологическое строение района. Эрдэнэтский рудный район расположен на площади позднепалеозойско-раннемезозойского Орхон-Селенгинского прогиба, выделенного на территории Северной Монголии [4–6]. Он выполнен главным образом вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами Хануйской серии перми, которые прорываются интрузивными образованиями селенгинского и эрдэнэтского комплексов перми – раннего триаса и перекрывающими их вулканитами могодской свиты позднего триаса – ранней юры. Фундамент прогиба сложен допермскими гранитами и, возможно, позднепротерозойско-



раннепалеозойскими метаморфизованными толщами.

Наиболее древние осадочные породы встречены в ксенолитах нижнепалеозойских гранитов на левом берегу Орхона. Представлены они кристаллическими, доломитизированными известняками и прослоями известковистых и серицито-хлоритовых сланцев. Эти породы условно относятся к кембрию – позднему докембрию.

Судя по геологическому строению более обширной территории, фундамент прогиба может частично слагаться и верхнерифейскими метаморфическими породами, представленными главным образом мигматизированными биотитовыми и биотитамфиболовыми гнейсами.

На интрузивных породах, слагающих фундамент Орхон-Селенгинского прогиба, залегает урмугтэйульская свита, относимая к каменноугольной системе. Ее небольшие выходы картируются на левобережье р. Орхон. Она представлена песчаниками, алевролитами, гравелитами, конгломератами небольшой мощности.

Хануйская серия пермского возраста образует основной объем заполнения Орхон-Селенгинского прогиба [4]. В ее составе выделяются три толщи (снизу вверх): осадочно-вулканогенная андезитовая, осадочно-вулканогенная андезито-липаритовая, вулканогенная андезито-базальтовая. Для основной части пермских эффузивов характерна субщелочная тенденция.

Нижняя толща сложена андезитовыми порфиритами, туфами андезитового состава с прослоями туфоконгломератов и туфопесчаников. Редко встречаются прослои базальтов, риолитов и туфов основного и кислого состава. Туфогенно-осадочные породы слагают не менее 30 % объема толщи. Местами их доля увеличивается до 55 %. Мощность толщи варьирует от 500 до 1500 м.

Средняя толща залегает согласно на нижней. Представлена она в своей нижней части преимущественно эффузивами кислого состава и их туфами. В середине ее разреза появляются прослои андезитов, их туфов и андезито-базальтов. В верхней части разреза количество средних и основных эффузивов

значительно возрастает. По оценке Д. Орлмаат [4], во всей средней толще туфогенные породы составляют около 40 %, вулканы основного и среднего состава – около 25 %, кислого состава – около 35 %. Общая мощность толщи оценивается в 1500–2000 м.

Верхняя толща сложена андезито-базальтами, базальтами с линзовидными прослоями туфов, туфоалевролитов и туфопесчаников. Туфогенные породы слагают не более 10 % объема свиты. Мощность свиты составляет 1700 м. Необходимо отметить, что все пермские эффузивные и эффузивно-осадочные породы подвергнуты зеленокаменному изменению. Этим они отличаются от залегающих на них с несогласием триасовых и триасово-юрских образований.

Выше по разрезу залегают образования абзогской и могодской свит, относимых к триасу [4]. Первая свита представлена песчаниками, алевролитами, конгломератами. В ее основании залегают конгломераты, содержащие гальку верхнепермских гранитов. Полная мощность абзогской свиты достигает 2200 м. В районе работ она развита в значительно меньших мощностях на его крайнем юго-востоке. Могодская свита относится к орхонской серии. Развита эта серия преимущественно в восточной части Северо-Монгольского вулканического пояса. Сравнительно небольшое по площади поле могодской свиты картируется в центральной части района работ. Свита представлена в основном трахиандезитами, трахиандезито-базальтами, трахиандезитовыми порфиритами. Встречаются прослои туфов среднего и основного состава, риолитовых и трахириолитовых порфиритов, конгломератов, песчаников. Как и пермские эффузивы, триасово-юрские вулканогенно-осадочные породы относятся к субщелочным. Мощность свиты изменяется от 650 до 1700 м.

Четвертичные элювиальные, делювиальные, пролювиальные и аллювиальные отложения широко развиты на рассматриваемой площади. Состав их не рассматривается, так как в силу малой мощности (от 0 до 20 м) гравитационным влиянием этих формаций можно пренебречь.

Интрузивные породы района подразделяются на три комплекса: среднекембрийско-



ордовикский, верхнепермский (селенгинский) и нижнетриасовый (эрдэнэтский). Кроме пород этих комплексов, слагающих крупные тела, некоторыми исследователями в районе выделяются среднетриасово-нижнеюрские и юрские малые интрузии и субвулканические тела.

Среднекембрийско-ордовикский комплекс интрузивных пород, как уже отмечалось выше, образует основание Орхон-Селенгинского прогиба. Эти породы развиты в южной части территории в бассейне р. Орхон. Выделяются две фазы этого комплекса. Первая фаза представлена породами среднего и основного состава. Среди них преобладают диориты, местами встречаются габбро-диориты. Породы первой фазы слагают изолированные массивы-ксенолиты среди гранитоидов второй фазы. Размеры массивов достигают иногда нескольких километров. Основной объем второй фазы представлен гранодиоритами. Иногда наблюдаются отклонения в среднем химическом составе до кварцевых диоритов и плагиогранитов.

Селенгинский комплекс пермо-триасовых интрузий особенно широко развит в районе работ. Данные интрузии прорывают породы всей Хануйской серии [7, 8]. На этом основании некоторые исследователи относят селенгинский комплекс к нижнему триасу. В составе комплекса выделяются три фазы. Образования первой фазы комплекса представлены диоритами, габбро-диоритами и габбро. Преобладает первая разновидность пород. Крайние фациальные разновидности связаны постепенными переходами. Среди пород второй фазы преобладают умеренно кислые граниты. Реже встречаются гранодиориты, кварцевые диориты, лейкократовые граниты и граносиениты. Почти во всех разновидностях пород плагиоклаз обычно преобладает над калиевым полевым шпатом.

Эрдэнэтский комплекс нижнего триаса представлен порфиоровыми интрузиями. Раньше эти образования относились к третьей фазе селенгинского комплекса. Впоследствии порфиоровые рудоносные интрузии были выделены в самостоятельный эрдэнэтский комплекс [9]. К нему относят штоки гранодиорит-порфиров, плагиогранит-порфиров

и сиенит-порфиров. С этими породами непосредственно связаны месторождения и рудопроявления меди и молибдена.

Район работ в тектоническом отношении является частью Орхон-Селенгинского прогиба, который заполнялся в позднем палеозое главным образом эффузивно-осадочными толщами хануйской серии [3]. Эта своеобразная активизация более древней каледонской складчатой системы, по-видимому, происходила в условиях растяжения, возникшего в тыловой части активной окраины андийского типа. Судя по характеру залегания пермских эффузивно-осадочных толщ, фазы растяжения чередовались с фазами сжатия, что привело к смятию этих толщ в довольно напряженные складки. Углы падения на крыльях складок достигают 50–60°. Простираемость пород варьирует от северо-восточного до субмеридионального и даже северо-западного. В северной части района простираются эффузивно-осадочных толщ близки к субширотным. Такие причудливые изменения простираемости складок при относительной крутизне их крыльев указывают на большую роль блоковых движений фундамента в условиях орогенеза над зоной субдукции. Дислокации эффузивно-осадочного чехла «приспосабливались» к таким блоковым движениям. Тектонические движения сопровождались становлением интрузий селенгинского комплекса (либо предшествовали ему). Затем проявились малые интрузии эрдэнэтского комплекса.

Вулканогенные и осадочные толщи позднего триаса – юры (могодская и абзогская свиты) накапливались, очевидно, в наложенных (по отношению к Орхон-Селенгинскому прогибу) мульдах [3]. Залегание этих толщ свидетельствует о падении интенсивности тектонических движений: углы падения на крыльях моноклиналей и брахисинклиналей составляют 3–30°.

Как образование пермских и триасовых структур, так и проникновение в верхние этажи коры крупных порций магмы были связаны с разломами. Однако часть разломов отмирала, другие разломы подновлялись, а некоторые образовывались заново. В связи с этим не всегда возможно прямо соотнести то или иное геологическое явление (образование



лавового потока, внедрение интрузии) с той сетью разломов, которая картируется в настоящее время. Тем не менее во многих случаях связь с разломами представляется очевидной. Примером является линейное расположение порфировых интрузий вдоль линии, имеющей северо-западное простирание.

Наконец, во второй половине кайнозоя территория центральной Азии в целом подверглась новейшей активизации, в результате которой образовались сводовые поднятия, представляющие основу современных горных систем. В неотектоническом плане район работ расположен на северо-восточном склоне обширного Хангайского поднятия.

Из полезных ископаемых наибольший интерес в исследуемой области представляют месторождения и рудопроявления меди и молибдена, связанные с порфировыми интрузиями. Эрдэнэтское месторождение приурочено к одноименной зоне измененных пород, в которой гидротермально-метасоматическому изменению подвержены как рудоносные гранодиорит-порфиры, так и вмещающие их гранодиориты. Характер изменений – от хлоритизации и пелитизации на периферии зоны до образования кварц-серцитовых метасоматитов в ее центральной части, где расположены рудные штокерки. Медно-молибденовое оруденение в штокерках имеет прожилково-вкрапленный характер и представлено халькопиритом, молибденитом и другими медными минералами, а также сульфидами свинца, цинка и молибдена. Медно-молибденовые рудопроявления имеются и в окрестностях Эрдэнэтского месторождения.

Физические свойства горных пород и природа аномалий Буге. Отбор образцов горных пород для изучения физических свойств осуществлялся на участках, выбранных на основе анализа результатов средне- и крупномасштабных геологических съемок, что позволило получить наиболее представительные выборки для подавляющей части разновидностей горных пород района. Детально изучены физические свойства эффузивно-осадочных образований, заполняющих Орхон-Селенгинский прогиб, и их прорывающих интрузий.

К сожалению, породы фундамента указанного прогиба остались практически неизученными в связи с труднодоступностью мест их выходов и ограниченностью времени работ. Для характеристики этих пород мы вынуждены пользоваться справочными данными¹ [10].

Результаты измерений обрабатывались с использованием статистических методов. Распределение плотности в той или иной разновидности пород подчиняется нормальному закону, а распределение магнитной восприимчивости – логнормальному закону. В итоге были получены средние значения плотности комплексов пород, слагающих крупные объемы, которые могут создавать заметные аномалии силы тяжести.

Фундамент Орхон-Селенгинского прогиба, как отмечалось выше, сложен преимущественно интрузивными породами нижнепалеозойского возраста, среди которых основную роль играют гранодиориты со средней плотностью 2,67 г/см³. Над выходами гранодиоритов локальные гравитационные аномалии практически отсутствуют. На небольших участках развиты нижнепалеозойские граниты с плотностью 2,62 г/см³, которым соответствуют слабые по интенсивности отрицательные аномалии силы тяжести.

Средневзвешенные плотности верхней и нижней толщ хануйской серии практически одинаковы и могут быть оценены в 2,74 г/см³. Однако в средней толще, на участках, где возрастает роль кислых эффузивов, плотность может уменьшаться до 2,68 г/см³. Практически над всеми выходами пород хануйской серии отмечаются положительные аномалии силы тяжести.

Средние плотности отложений абзогской и могодской свит оцениваются в 2,7 и в 2,74 г/см³ соответственно. Из-за небольшой мощности (в сравнении с эффузивами хануйской серии) триасовые отложения практически не создают локальные аномалии силы тяжести.

Интрузии первой фазы селенгинского комплекса представлены преимущественно диоритами, средняя плотность которых составляет 2,82 г/см³. Над их выходами наблюдаются локальные максимумы силы тяжести.

¹ Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / ред. Н. Б. Дортман. М.: Недра, 1984. 455 с.



Основной объем второй фазы этого комплекса представлен умеренно кислыми гранитоидами со средней плотностью $2,62 \text{ г/см}^3$. Подчиненную роль в ее составе играют кислые граниты и гранодиориты, плотность которых близка к $2,57 \text{ г/см}^3$, а также гранодиориты с плотностью $2,67 \text{ г/см}^3$. К выходам пород второй фазы селенгинского комплекса обычно приурочены наиболее интенсивные части отрицательных аномалий силы тяжести. Однако такие аномалии обычно распространены далеко за пределы выходов гранитоидов, что свидетельствует о более широком развитии указанных пород на глубине.

Экспонированные части малых интрузий, с которыми связано медно-молибденовое оруденение, метасоматически изменены. Плотность измененных гранодиорит-порфиров составляет $2,6 \text{ г/см}^3$, а гранит-порфиров – $2,52 \text{ г/см}^3$. В связи с небольшими объемами эти образования не создают самостоятельных аномалий на фоне гравитационных минимумов, связанных с гранитоидами селенгинского комплекса.

Таким образом, можно предположить, что максимумы гравитационного поля в районе исследований связаны преимущественно с зонами увеличения мощности эффузивов хануйской серии. Часть максимумов создается телами диоритов селенгинского комплекса. Гравитационные минимумы связаны преимущественно с телами гранитоидов того же комплекса, прорывающими толщу хануйской серии. Часть минимумов может наблюдаться над выходами допермского (нижнепалеозойского) фундамента, сложенного гранодиоритами, а иногда гранитами.

Методика количественной интерпретации аномалий силы тяжести. Аномалии Буге обусловлены как плотностными неоднородностями верхней части земной коры, которые в нашем случае являются непосредственным объектом изучения, так и глубинным строением литосферы. При относительно небольшой площади территории съемки влияние глубинного строения проявляется как региональный фон, обуславливающий увеличение значений отрицательной аномалии. Для геологической интерпретации гравитационного поля этот региональный фон целесообразно

элиминировать. Одним из способов снятия регионального фона является вычисление изостатических аномалий, так как ранее было показано, что литосфера Монголии близка к состоянию изостатического равновесия [11, 12]. Для вычисления изостатических аномалий из значений гравитационного поля в редукции Буге необходимо исключить влияние компенсации топографических масс, которые представляют собой, по сути дела, теоретическую аномалию Буге, рассчитанную в предположении о полном изостатическом равновесии топографических масс (предполагается, что изостазия осуществляется по схеме Эри). При такой операции интенсивное отрицательное региональное поле элиминируется, но локальные аномалии остаются практически теми же самыми. Для расчетов были использованы остаточные изостатические аномалии, которые получены путем вычитания зональных аномалий из их исходных значений. Зональные аномалии определяются либо по спутниковым данным, либо путем глубокого (по площади $450 \times 450 \text{ км}$) осреднения поля самих изостатических аномалий [13].

Преимуществом остаточных изостатических аномалий является то обстоятельство, что в условиях соблюдения изостазии они отражают абсолютное влияние плотностных неоднородностей верхней части коры и соответствующих им компенсационных масс. При ширине геологических объектов более 20–25 км влияние компенсационных масс можно сильно уменьшить, осуществив переход к так называемым декомпенсационным аномалиям [14]. Эти аномалии практически не содержат региональный фон, обусловленный особенностями глубинного строения, а отражают плотностные неоднородности верхней части земной коры, причем вызываются они любыми отклонениями плотности геологических образований от ее среднего стандартного значения ($2,67 \text{ г/см}^3$). Последнее обстоятельство существенно облегчает количественную интерпретацию гравитационного поля.

В рассмотренной геолого-геофизической ситуации целесообразной представляется постановка следующих задач количественной интерпретации аномалий силы тяжести:

– картирование суммарной мощности вул-



канитов хануйской серии (точнее, картирование глубины залегания нижнепалеозойского фундамента, так как часть вулканидов замещена более поздними интрузиями);

– определение морфологии интрузивных тел селенгинского комплекса.

Результаты решения поставленных задач могут лишь весьма приближенно описывать реальную геологическую ситуацию, несмотря на сравнительно высокую точность съемки и методов количественной интерпретации. Причинами этого являются довольно жесткая схематизация сложного геологического строения района при интерпретации, использование средних значений плотности при возможной вариации состава в пределах одного интрузивного массива и, наконец, неоднозначность обратной задачи гравиметрии [15, 16].

Особенно сильные последствия неоднозначности решения обратной задачи могут проявиться в случае, когда рассматриваются интрузивные тела, внедрившиеся в толщу эффузивов, которая ограничена снизу поверхностью гранодиоритового фундамента. В общем случае такая постановка вопроса предполагает определение положения трех плотностных границ: поверхности фундамента, кровли и подошвы интрузивных тел. В принципе подобная обратная задача гравиметрии не имеет однозначного решения [17–21].

Для преодоления этой неоднозначности сделано предположение о том, что глубина залегания фундамента (мощность вулканидов) по площади меняется более плавно, чем вертикальная толщина интрузивных тел. Как указывалось выше, зоны развития эффузивных толщ отмечаются гравитационными максимумами, на фоне которых наблюдаются локальные отрицательные аномалии, связанные с гранитоидами селенгинского комплекса. Для выделения положительных аномалий, обусловленных эффузивными толщами, вершины этих максимумов были соединены плавными линиями. Значения отрицательных аномалий, связанных с гранитоидами, отсчитывались затем от таких плавных линий. Разделение аномалий в принципе могло осложняться в местах, где развиты диориты первой фазы селенгинского комплекса. Однако на площади исследований имеется только два относи-

тельно крупных массива диоритов, над которыми наблюдаются значительные по величине положительные аномалии силы тяжести. Приурочены эти массивы к краевым частям Орхон-Селенгинского прогиба, где мощность хануйской серии мала и ее гравитационным влиянием можно пренебречь.

На юге района в зоне развития нижнепалеозойских гранодиоритов картируется массив разновозрастных гранитов, над которым наблюдается отрицательная аномалия силы тяжести. Ее количественная интерпретация (то есть определение морфологии древнего гранитного массива) в данных конкретных условиях не создает трудностей, но выявленная плотностная неоднородность фундамента внушает опасение, что подобные ситуации могут иметь место и на участках, где фундамент перекрыт эффузивами хануйской серии.

При построении модели верхней части земной коры Эрдэнэтского района средняя плотность нижнепалеозойского фундамента принята равной $2,68 \text{ г/см}^3$ в предположении, что основной его объем сложен гранодиоритами и гнейсами. Плотность нижнепалеозойских гранитов в южном выступе фундамента составляет $2,62 \text{ г/см}^3$. Средняя плотность пород хануйской серии принята равной $2,74 \text{ г/см}^3$. Выше отмечалось, что плотность средней толщи этой серии в отдельных местах может существенно понижаться, что приведет к преуменьшению оценки суммарной мощности вулканидов. Плотность гранитоидов второй фазы селенгинского комплекса оценена в $2,62 \text{ г/см}^3$, а диоритов первой фазы – в $2,82 \text{ г/см}^3$.

Представление о форме и размерах плотностных неоднородностей можно получить методом подбора моделей, гравитационное влияние которых согласуется с выделенными аномалиями силы тяжести. При этом должны быть учтены данные о плотности исследуемых объектов, геологические сведения о положении выходов интрузий на земную поверхность.

По каждому сечению были предприняты попытки подбора наиболее компактного распределения масс с минимальным количеством апофиз в случаях с интрузивными телами. По результатам подбора построены



интерпретационные разрезы по девяти профилям. Примеры полученных разрезов приведены на рис. 1.

По разрезам определялись значения глубины нижнепалеозойского фундамента и вертикальной толщины интрузивных тел (фактически подбирались положения кровли и подошвы интрузивов, но для картирования использовалась именно толщина тел, так как этот параметр оценивается более однозначно). Полученные значения затем интерполировались между профилями в соответствии с ходом изоаномал силы тяжести. Таким способом построены схемы изолиний определяемых параметров.

Полученная схема строения верхней части земной коры Эрдэнэтского района, отражающая глубины допермского фундамента и мощ-

ности интрузивных тел (рис. 2), может претендовать лишь на весьма приближенное отражение реальной геологической структуры.

Результаты исследования и их обсуждение

На большей части исследованной площади глубина допермского фундамента (мощность образований хануйской серии) составляет 4–5 км. Намечается общее возрастание мощности этой серии к юго-западу, где фундамент на локальных участках погружается на глубину до 8–12 км. Локальные впадины отмечаются также севернее и юго-западнее пос. Бугат. В этих впадинах поверхность фундамента расположена на глубине около 6 км. Небольшая впадина расположена между двумя выступами фундамента на юго-востоке

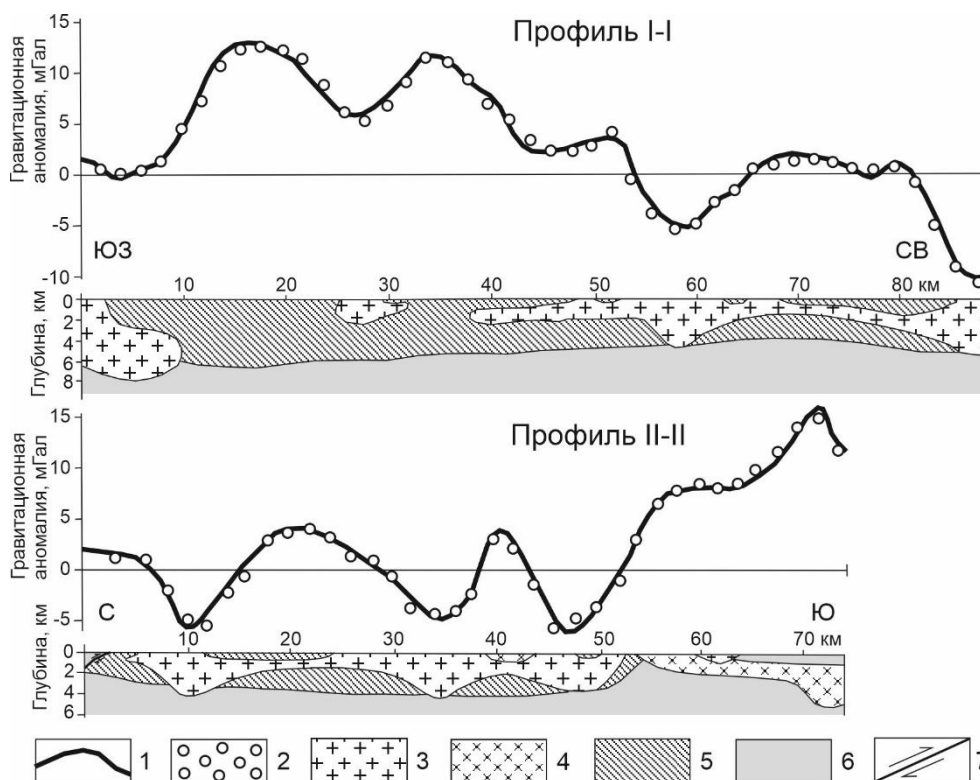


Рис. 1. Интерпретационные разрезы верхней части земной коры Эрдэнэтского района:

- 1 – наблюдаемые гравитационные аномалии; 2 – гравитационное влияние подобранных моделей;
3 – пермо-триасовые гранитоиды (первая фаза селенгинского интрузивного комплекса); 4 – пермо-триасовые диориты (вторая фаза селенгинского интрузивного комплекса); 5 – пермские эффузивы хануйской серии;
6 – допермские гранодиориты фундамента Орхон-Селенгинского прогиба; 7 – предполагаемый надвиг
Положение разрезов см. на рис. 2

Fig. 1. Interpretative cross-sections of the upper crust in the Erdenet ore district:

- 1 – observed gravity anomalies; 2 – gravity impact of the selected models; 3 – Permian-Triassic granitoids (the first phase of the Selenga intrusive complex); 4 – Permian-Triassic diorites (the second phase of the Selenga intrusive complex); 5 – Permian effusive rocks of the Khanui series; 6 – Pre-Permian granodiorites of the Orkhon-Selenge depression basement; 7 – estimated thrust
See Fig. 2 for cross-section location

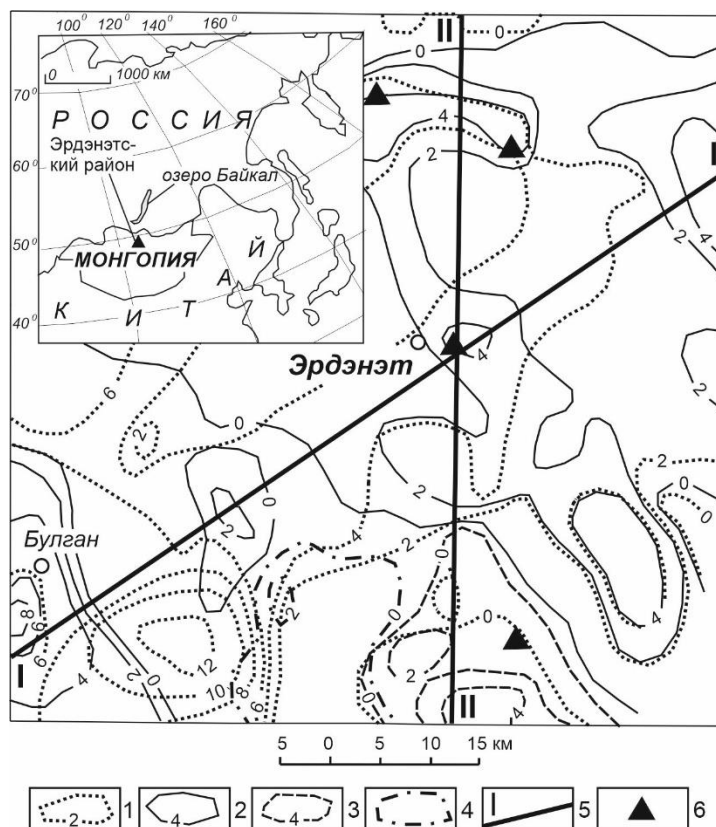


Рис. 2. Схема строения верхней части земной коры Эрдэнэтского района:

- 1 – глубины допермского фундамента; 2 – толщины пермо-триасовых гранитоидных тел;
3 – толщины пермо-триасовых диоритовых тел; 4 – толщины раннепалеозойских гранитов;
5 – линии разрезов (см. рис. 1); 6 – медно-молибденовые рудопроявления

Fig. 2. Diagram of the Erdenet district upper crust structure:

- 1 – depths of Pre-Permian basement; 2 – thicknesses of Permian-Triassic granitoid bodies;
3 – thicknesses of Permian-Triassic diorite bodies; 4 – thicknesses of Early Paleozoic granites;
5 – cross-section lines (see Fig. 1); 6 – sites of copper-molybdenum ore occurrence

района работ. Через центральную часть района в северо-восточном направлении протягивается сравнительно широкое относительное поднятие, в пределах которого глубина прогиба уменьшается до 2–3 км (см. рис. 2). Судя по элементам залегания эффузивных толщ, определенным при геологической съемке, складчатая структура пород хануйской серии представляется более сложной, чем строение поверхности фундамента. Простирающиеся складки, в которые смяты толщи эффузивов, в большинстве случаев примерно соответствует направлению изолиний глубин фундамента, но ширина этих складок значительно меньше, а углы падения пород на их крыльях гораздо круче, чем у охарактеризованных выше впадин и поднятий. Очевидно, в процессе складчатости в обстановке сжатия происходили срывы по горизонтальным плоскостям и эффузивные толщи сминались дис-

гармонично по отношению к поверхности фундамента. На существование сжатия указывает выявленный при интерпретации гравиметрических данных надвиг гранодиоритов фундамента на образования хануйской серии на севере исследованного района (см. рис. 2). Петрологическая однородность многочисленных сравнительно мелких выходов гранитоидов второй фазы селенгинского комплекса позволяла геологам еще до проведения гравиметрических работ предполагать, что эти гранитоиды на глубине объединяются в довольно крупные интрузивные массивы [7].

Интерпретация гравиметрических данных показала, что гранитоидные массивы на некоторой глубине сливаются в единое интрузивное тело, то есть горизонтальные размеры гранитоидных плутонов на определенной глубине гораздо больше, чем размеры их экспонированных частей (см. рис. 2).



Гранитоиды селенгинского комплекса слабают сильно уплощенные по вертикали интрузивные тела (см. рис. 1). По-видимому, при становлении этих интрузивов использовались субгоризонтальные ослабленные зоны, соответствующие в большинстве случаев стратиграфическим границам толщ, входящих в хануйскую серию.

Обращает на себя внимание интересная особенность морфологии интрузивных тел: на участках, где их мощность увеличивается, отмечаются, как правило, и выступы кровли, в которых гранитоиды обнажаются в современном денудационном срезе, и прогибы их подошвы (см. рис. 1). С одной стороны, такая закономерность хорошо соответствует концепции о «всплывании» гранитоидной магмы сквозь более плотные вмещающие породы [22]. Большие недостатки масс, сосредоточенные в раздувах интрузивного тела, могли обеспечивать и большую подъемную силу, что приводило к формированию выступов кровли. С другой стороны, прогибы подошвы, по всей вероятности, соответствуют местам поступления магмы с больших глубин, то есть эти углубления маркируют положение подводящих каналов. Последнее утверждение относится прежде всего к локальным углублениям подошвы, которые выделяются в пределах ее узких протяженных прогибов. Сами подводящие каналы гравиметрией не фиксируются, по-видимому, из-за их небольшого диаметра. Можно полагать, что гранитоидная магма внедрялась по узким каналам из глубоких очагов под действием сил сжатия. Архимедовы же силы могли оказывать некоторое влияние на морфологию интрузивов в процессе их становления.

Весьма интересной в структурном отношении представляется узкая полоса повышенной толщины гранитоидов, которая протягивается в северо-западном направлении непосредственно через Эрдэнэтское месторождение (см. рис. 2). Эта полоса совпадает с установленной по геологическим данным зоной разломов. Очевидно, к указанной зоне были приурочены подводящие каналы, по которым гранитоидная магма в конце перми и начале триаса внедрялась в толщу эффузивов хануйской серии. Судя по конфигурации полосы

повышенной толщины тела гранитоидов, в 20 км к северу от г. Эрдэнэт эта зона пересекается разломом субширотного простирания. Аналогичное субширотное ответвление утолщенной части тела гранитоидов установлено в 15 км к юго-востоку от Эрдэнэтского массива (см. рис. 2). По-видимому, к этим двум субширотным разломам также были приурочены подводящие каналы.

В районе исследований фиксируются части двух крупных диоритовых массивов, относимых к первой фазе селенгинского комплекса. Один из них (на юге района) пересекается р. Орхон. Он прорывает породы допермского фундамента. Второй массив (северо-запад района) приурочен, по-видимому, к межформационной границе между фундаментом и хануйской серией. Оба тела имеют уплощенную по вертикали форму. В южной своей части первый интрузив значительно утолщается, что, видимо, свидетельствует о наличии в этом месте подводящего канала (см. рис. 2). Кроме этого, на исследованной площади картируется ряд выходов диоритов и габбро-диоритов, относимых к селенгинскому и раннепалеозойскому комплексам. Однако эти тела не отражаются в гравитационном поле, что связано, очевидно, с их небольшими объемами.

Раннепалеозойские гранитоиды, принимающие участие в строении выступа фундамента на юге района, создают заметный гравитационный минимум. Судя по результатам интерпретации наблюдаемой аномалии, тело древних гранитов имеет небольшую вертикальную мощность. Оно могло возникнуть в результате дифференциации магмы гранодиоритового состава.

Малые интрузии гранодиорит-порфиров и гранит-порфиров, с которыми связаны медно-молибденовые месторождения и рудопроявления, не отражаются в гравитационных аномалиях, выявленных в результате среднемасштабной съемки. Эти магматические тела, относимые некоторыми исследователями к самостоятельному эрдэнэтскому комплексу, являются более молодыми, чем рассмотренные выше интрузии селенгинского комплекса. Представляет интерес определение закономерностей положения малых рудоносных интрузий относительно тех элементов строения



верхней части земной коры, которые выявлены в результате интерпретации гравитационных аномалий и, в частности, относительно морфологических особенностей плутонов селенгинского комплекса.

Само Эрдэнэтское медно-молибденовое месторождение приурочено к локальному гравитационному минимуму, который интерпретируется как утолщение тела селенгинских гранитоидов. Остальные медно-молибденовые рудопроявления, также связанные с малыми интрузиями эрдэнэтского комплекса, приурочены к локальному углублению подошвы массива гранитоидов (см. рис. 2).

Как уже отмечалось выше, такие локальные углубления подошвы гранитоидных интрузивов соответствуют положению подводящих магму каналов. Следовательно, рудоносные малые интрузии внедрялись примерно в тех же местах, где существовали подводящие каналы гранитоидных интрузий селенгинского комплекса. Так как гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры внедрялись сразу же после становления плутонов второй фазы этого комплекса, можно полагать, что здесь имеет место не только тектоническая унаследованность (приуроченность к одним и тем же разломам и местам их пересечения). Источниками малых интрузий могли являться остаточные расплавы тех же очагов, в которых генерировалась магма интрузий селенгинского комплекса. С этой точки зрения целесообразность выделения самостоятельного эрдэнэтского комплекса представляется спорной. Геофизические данные о пространственной близости подводящих каналов указанных

интрузий позволяют лишь поставить вопрос о такой целесообразности. Решение этого вопроса возможно на основе комплексного анализа петрологических и геохимических данных.

Заключение

Вывод о пространственной близости подводящих каналов рудоносных малых интрузий и крупных гранитоидных тел селенгинского комплекса представляется достаточно определенным и относится к шести участкам медно-молибденового оруденения из семи, известных в настоящее время. Исключением является участок, расположенный в южной части района (см. рис. 2).

Оруденение здесь также связано с малыми гранодиорит-порфировыми интрузиями, но последние приурочены к краевой части диоритового плутона, относимого к селенгинскому комплексу. Утолщение тела диоритов, которое можно интерпретировать как признак положения подводящего канала, находится в шести километрах юго-западнее рудопроявления. Возможно, подводящие каналы гранодиорит-порфировых интрузий иногда могли значительно отклоняться от вертикального направления. На основании изложенного выше можно полагать, что рудоносные порфировые интрузии приурочены к довольно широкому (около 10 км) зонам, расположенным над углублениями подошвы всех интрузий селенгинского комплекса (как гранитоидного, так и диоритового состава). В этих зонах рекомендуется сосредоточить поисково-съёмочные работы крупного масштаба.

Список источников

1. Турутанов Е. Х. Морфология мезозойских гранитных плутонов Монголии по гравиметрическим данным. Иркутск: Изд-во ИргТУ, 2012. 223 с.
2. Мезозойская и кайнозойская тектоника и магматизм Монголии / отв. ред. А. Л. Яншин. М.: Наука, 1975. 308 с.
3. Зорин Ю. А., Беличенко В. Г., Турутанов Е. Х., Мордвинова В. В., Кожевников В. М., Хозбаяр П. [и др.]. Байкало-Монгольский трансект // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7-8. С. 94–110.
4. Тумуртоого О. Тектоника и история развития Орхонской впадины (север Центральной Монголии) // Геотектоника. 1972. № 3. С. 61–74.
5. Нагибина М. С. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 464 с.
6. Моссаковский А. А., Томуртоого О. Верхний палеозой Монголии. М.: Наука, 1976. 127 с.
7. Геология Монгольской Народной Республики. Т. II. Магматизм, метаморфизм, тектоника / отв. ред. Р. А. Хасин [и др.]. М.: Недра, 1973. 752 с.
8. Геология Монгольской Народной Республики. Т. I. Стратиграфия / отв. ред. Н. А. Маринов. М.: Недра, 1973. 582 с.
9. Сотников В. И. Закономерности размещения медно-молибденового оруденения Монголии // Эндегенные рудные формации: труды Советско-Монгольской геологической экспедиции / В. П. Сотников, А. П. Берзина, Д. Болд. Вып. 33. М.: Наука, 1984. С. 12–18.



10. Дугараа П., Арвисбаатар Н. Петроплотностная характеристика пород Жанчивланского рудного узла и его окрестностей // Вопросы геологии и полезных ископаемых Центральной и Восточной Монголии: сб. науч. тр. Улан-Батор: Изд-во МонГУ, 1982. С. 11–13.
11. Зорин Ю. А., Новоселова М. Р., Рогожина В. А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука, 1982. 94 с.
12. Зорин Ю. А. Новейшая структура и изостазия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М.: Наука, 1971. 168 с.
13. Турутанов Е. Х. Аномалии силы тяжести, глубинная структура и геодинамика Монголо-Сибирского региона: монография. Иркутск: Изд-во ИРНИТУ, 2018. 182 с.
14. Зорин Ю. А., Письменный Б. М., Новоселова М. Р., Турутанов Е. Х. Декомпенсационные аномалии силы тяжести // Геология и геофизика. 1985. Т. 26. № 8. С. 104–108.
15. Буянтогтох Б., Турутанов Е. Х., Канайкин В. С. Структура земной коры Улан-Баторского района Монголии по гравиметрическим данным // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 3. С. 585–602. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0428>.
16. Stephanson O., Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia // Precambrian Research. 1976. Vol. 3. Iss. 2. P. 159–185. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(76\)90031-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(76)90031-0).
17. 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 // Journal of Asian Earth Sciences. 2006. Vol. 26. Iss. 5. P. 437–448. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.10.005>.
18. Oclsner C. Die gravimetrischen Spezialvermessungen des Gebietes Geger // Freiburger Forschungs. Ehrenfriedersdorf. 1963. N. 167. S. 85–93.
19. Biehler S. A., Bonini W. E. Geophysical interpretation of the Boulder batholith, Montana // Transactions of the American Geophysical Union. 1966. Vol. 47. Iss. 1. P. 192.
20. Campbell D. S., Jonson D. J. Bouguer gravity study of Enumclaw / Pinnacle Peak, Washington // Northwest Science. 1982. Vol. 58. Iss. 2. P. 90–100.
21. Egger D. H. Gravity survey of the Livermore-Tie Siding area, Colorado-Wyoming // Mountain Geologist. 1967. Vol. 4. Iss. 3. P. 109–114.
22. Турутанов Е. Х. Ангара-Витимский батолит: форма и размеры по гравиметрическим данным // Доклады Академии наук. 2011. Т. 440. № 6. С. 815–818.

References

1. Turutanov E. Kh. *Morphology of Mongolian Mesozoic granite plutons according to gravimetric data*. Irkutsk: Irkutsk State Technical University; 2012. 223 p. (In Russ.).
2. Yanshin A. L. *Mesozoic and Cenozoic tectonics and magmatism of Mongolia*. Moscow: Nauka; 1975. 308 p. (In Russ.).
3. Zorin Yu. A., Belichenko V. G., Turutanov E. Kh., Mordvinova V. V., Kozhevnikov V. M., Khozbayar P., et al. Baikal-Mongolia transect. *Geologiya i geofizika*. 1994;35(7-8):94-110. (In Russ.).
4. Tumurtogoo O. Tectonics and development history of the Orkhon valley (north of the Central Mongolia). *Geotektonika*. 1972;3:61-74. (In Russ.).
5. Nagibina M. S. *Tectonics and magmatism of the Mongolia-Okhotsk belt*. Moscow: Academy of Sciences of the Soviet Union; 1963. 464 p. (In Russ.).
6. Mossakovskii A. A., Tomurtogoo O. *The Upper Paleozoic of Mongolia*. Moscow: Nauka; 1976. 127 p. (In Russ.).
7. Khasin R. A., et al. *Geology of the Mongolian People's Republic. Vol. 2. Magmatism, metamorphism, tectonics*. Moscow: Nedra; 1973. 752 p. (In Russ.).
8. Marinov N. A. *Geology of the Mongolian People's Republic. Vol. 1. Stratigraphy*. Moscow: Nedra; 1973. 582 p. (In Russ.).
9. Sotnikov V. I. Location regularities of copper-molybdenum metallization of Mongolia. In: Sotnikov V. P., Berzina A. P., Bold D. *Endogennye rudnye formatsii: trudy Sovetsko-Mongol'skoi geologicheskoi ekspeditsii Endogenous ore formations: proceedings of the Soviet-Mongolian Geological Expedition*. Iss. 33. Moscow: Nauka; 1984. p.12–18. (In Russ.).
10. Dugaraa P., Arvisbaatar N. Petro-density characteristics of rocks of the Zhanchivlansky ore cluster and its environs. In: *Voprosy geologii i poleznykh iskopaemykh Tsentral'noi i Vostochnoi Mongolii = Questions of geology and minerals in Central and Eastern Mongolia*. Ulan-Bator: National University of Mongolia; 1982. p.11–13. (In Russ.).
11. Zorin Yu. A., Novoselova M. R., Rogozhina V. A. *Deep structure of the Mongolian People's Republic territory*. Novosibirsk: Nauka; 1982. 94 p. (In Russ.).
12. Zorin Yu. A. *The recent structure and isostasy of the Baikal rift zone and adjacent areas*. Moscow: Nauka; 1971. 168 p. (In Russ.).
13. Turutanov E. Kh. *Anomalies of gravity force, deep structure and geodynamics of the Mongol-Siberian region*. Irkutsk: Irkutsk National Research Technical University; 2018. 182 p. (In Russ.).
14. Zorin Yu. A., Pis'mennyy B. M., Novoselova M. R., Turutanov E. Kh. Decomposition anomalies of the gravity force. *Geologiya i geofizika*. 1985;26(8):104-108. (In Russ.).
15. Buyantogtokh B., Turutanov E. K., Kanaikin V. S. Crustal structure of the Ulaanbaatar region, Mongolia according to gravimetric data. *Geodinamika i tektonofizika = Geodynamics & Tectonophysics*. 2019;10(3):585-602. (In Russ.). <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0428>.
16. Stephanson O., Johnson K. Granite diapirism in the Rum Jungle area, Northern Australia. *Precambrian Research*. 1976;3(2):159-185. [https://doi.org/10.1016/0301-9268\(76\)90031-0](https://doi.org/10.1016/0301-9268(76)90031-0).
17. 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. *Journal of Asian Earth Sciences*. 2006;26(5):437-448. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2004.10.005>.
18. Oclsner C. Special gravimetric measurements in the Geger area. *Issledovanie Fraibergera. Ehrenfriedersdorf*. 1963;167:85-93. (In Germ.).



19. Biehler S. A., Bonini W. E. Geophysical interpretation of the Boulder batholith, Montana. *Transactions of the American Geophysical Union*. 1966;47(1):192.

20. Campbell D. S., Jonson D. J. Bouguer gravity study of Enumclaw / Pinnacle Peak, Washington Northwest Science. 1982;58(2):90-100.

21. Eggler D. H. Gravity survey of the Livermore-Tie Siding area, Colorado-Wyoming. *Mountain Geologist*. 1967;4(3):109-114.

22. Turutanov E. Kh. Angara-Vitim batholith: shape and size according to gravimetric data. *Doklady Akademii nauk*. 2011;440(6):815-818. (In Russ.).

Информация об авторах / Information about the authors



Турутанов Евгений Хрисанфович,

доктор геолого-минералогических наук,
заведующий Лабораторией комплексной геофизики,
Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, Россия,
e-mail: tur@crust.irk.ru.

Evgeny K. Turutanov,

Dr. Sci. (Geol. & Mineral.),
Head of the Laboratory of Integrated Geophysics,
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences,
Irkutsk, Russia,
tur@crust.irk.ru.



Канайкин Виктор Степанович,

кандидат геолого-минералогических наук, доцент,
доцент кафедры прикладной геологии, геофизики и геоинформационных систем,
Институт недропользования,
Иркутский национальный исследовательский технический университет,
г. Иркутск, Россия,
kanvs@yandex.ru.

Viktor S. Kanaykin,

Cand. Sci. (Geol. & Mineral.), Associate Professor,
Associate Professor of the Department of Applied Geology,
Geophysics and Geoinformation Systems,
Institute of Subsoil Use,
Irkutsk National Research Technical University,
Irkutsk, Russia,
kanvs@yandex.ru.

Вклад авторов / Contribution of the authors

Все авторы сделали эквивалентный вклад в подготовку публикации.
The authors contributed equally to this article.

Конфликт интересов / Conflict of interests

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.
The authors declare no conflicts of interests.

Все авторы прочитали и одобрили окончательный вариант рукописи.
The final manuscript has been read and approved by all the co-authors.

Информация о статье / Information about the article

Статья поступила в редакцию 06.07.2021; одобрена после рецензирования 14.10.2021; принята к публикации 19.11.2021.

The article was submitted 06.07.2021; approved after reviewing 14.10.2021; accepted for publication 19.11.2021.