

УДК 550.31:551.2(574.5)

С.А. ИСТЕКОВА¹

ОСОБЕННОСТИ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ТЕКЕЛИЙСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Гравитация өрісіндегі Буге аномалиясының аймакты және жергілікті құраушыларының карталарын талдау арқылы Текелі көнді белдеуінің терен құрылымынан құрастырылды. Текелі көнді белдеуінде сзызытық он аномалиясы байкалды, ол кембрийге дейінге фундаментінің әртүрлі тығыздығымен, 0-10 км терендікте орналаскан кен дамыған интрузиямен байланысты.

Для построения модели глубинного строения Текелийского рудного пояса использованы карты региональной и локальной составляющей аномалии Буге. Текелийский рудный пояс фиксируется линейной, положительной аномалией, которая увязывается с плотностными неоднородностями докембрийского фундамента и широко развитыми интрузиями различного состава, расположенные в интервале глубин 0-10 км.

Maps of regional and local consistent were used for model of Tekeliyskiy ore deep construction belt and Buge anomaly. Tekeliyskiy ore belt is fixed by linear, positive anomaly which is coordinated with density heterogeneities of Precambrian foundation and widely developed intrusions with different composition in the depth range 0-10 km.

Текелийский рудный пояс расположен на границе Центральной и Южной Джунгарии и в открытой восточной части совпадает с одноименным антиклиниорием [1]. Протяженность его в пределах Казахстана порядка 200 км, ширина 18-25; и далее рудный пояс на значительном расстоянии продолжается в КНР. С севера он ограничен кулисно-сопряженными Текели-Усекским, Сатылинским и другими разломами, с юга – Западно-Джунгарским и Южно-Джунгарским. Многие из этих разломов являются сейсмоактивными.

Модель глубинного строения Текелийского рудного пояса основана, главным образом, на данных гравиметрии. В качестве исходного поля использованы карты аномалий Буге масштаба 1:200 000 и 1:50 000. Для интерпретации были использованы карты трансформаций гравитационного поля: региональной составляющей (пересчет поля на 20 и 10 км в верхнее полупространство), локальной составляющей (высокочастотная полосовая фильтрация, узкополосный фильтр и фильтр средней ширины), вертикальной и горизонтальной производной аномалии Буге.

Региональная составляющая гравитационного поля территории Джунгарского Алатау отражает влияние основных глубинных границ раздела земной коры (Мохоровичича и внутримантийные) и, в целом, представляет собой гравитационную «ступень» в виде интенсивного понижения поля в юго-восточном направлении, разделяющую Или-Баканасский гравитационный мак-

симум на западе и Джунгарский гравитационный минимум на востоке. Осевая линия зоны регионального градиента имеет в целом северо-восточную ориентировку с резким изменением профиля на юге, а на севере – близширотное (Кендыктас-Арасан-Тастауская зона). По данным сейсморазведки по профилю ГСЗ Жаланаш-Талды-Курган гравитационный минимум соответствует увеличению мощности земной коры на 5-7 км.

Локальная составляющая поля определяется наличием плотностных неоднородностей в интервале глубин 0-10 км и увязывается со структурами докембрийского фундамента, интрузиями различного состава и зонами разломов. На картах локальной составляющей гравитационного поля выделяются крупные изометричные аномалии 2-го порядка: Центрально-Джунгарская, Северо-Джунгарская, Мулалинская, Чаганская, Или-Баканасская, Илийская отрицательные и Сары-Озекская – положительная, отвечающие жестким блокам земной коры с широким развитием гранитоидных, либо габброидных интрузий.

По периферии аномалий 2-го порядка расположены огибающие их линейные протяженные полосы аномалий положительного знака, фиксирующие подвижные зоны и пояса различного возраста и типа: Текелийская, Арасанская, Алтыннэмельская. Границы этих разноориентированных полос аномалий характеризуются высокими зонами градиентов поля Δg , отвечающими зонам разломов глубинного заложения. В ряде случаев

¹ Казахстан, 050013, Алматы, ул. Сатпаева, 22, КазНТУ им. К. И. Сатпаева.

зоны градиентов фиксируют крутые контакты крупных интрузивных массивов: (Койтас-Арасанского, Центрально-Джунгарского и др.).

Текелийский рудный пояс фиксируется линейной положительной гравитационной аномалией 2-го порядка высокой интенсивности, протяженностью около 200 км при ширине 18-20 км (см. рис). Аномалия ориентирована в северо-западном направлении и осложнена многочисленными локальными максимумами и минимумами более высокого порядка. С юго-запада и северо-востока она ограничена зонами градиентов поля Δg , отделяющими ее на юге от Южно-Джунгарской, а на севере от Саркандской отрицательных аномалий.

По данным количественной интерпретации локальная составляющая гравитационного поля Текелийской аномалии определяется наличием плотностных неоднородностей в интервале глубин 0-10 км, в первую очередь строением докембрийского фундамента и широко развитыми интрузиями различного состава. Вместе с тем фундамент здесь глубоко вскрыт: на дневную поверхность выведены метаморфические образования раннего-среднего протерозоя, рифея, венда, кембрия, полные разрезы ордовика и несколько редуцированные силура и девона. Таким образом, глубокие горизонты Текелийского пояса доступны для изучения не только геофизическими, но и геологическими методами.

Наиболее древние гранито-гнейсы сарычабынской серии ($PR_{1,2}$) с плотностью 2,65-2,67 г/см³ образуют первый (нижний) плотностной комплекс. Второй плотностной комплекс -рифейские отложения косагашской, суктюбинской и, частично, текелийской свит (2,72-2,75 г/см³), третий - образования тышкантаяуской и бурханской свит (2,61-2,63 г/см³), четвертый - солдатсайской, майликольской, верхнетекелийской, захарьевской, керимбекской и жиландинской свит (2,69-2,70 г/см³). Нижне-среднедевонские отложения имеют значение плотности 2,65-2,73 г/см³ (среднее 2,69 г/см³), а породы ерназарской, мамбетовской и ачибулакской свит выделяются в верхний плотностной комплекс с плотностью 2,66 г/см³.

Докембрийские метаморфические комплексы формировались в условиях мелководного окраинного палеобассейна [2]. В современной структуре пояса они слагают ряд мелких линейно вытянутых гранито-гнейсовых куполов (Сарычабынский, Усекский, Малоусекский и др.) и частично перекрыты комплексом слюдистых сланцев косагашской свиты. Сланцевые толщи в свою очередь частично перекрыты и обрамляются рифейскими карбонатными образованиями. В эпицентрах куполов развиты штоки габбро-перидотитового состава, базилифицирующие их глубинные части. В гравитационном поле купола выделяются изометрическими положительными аномалиями.

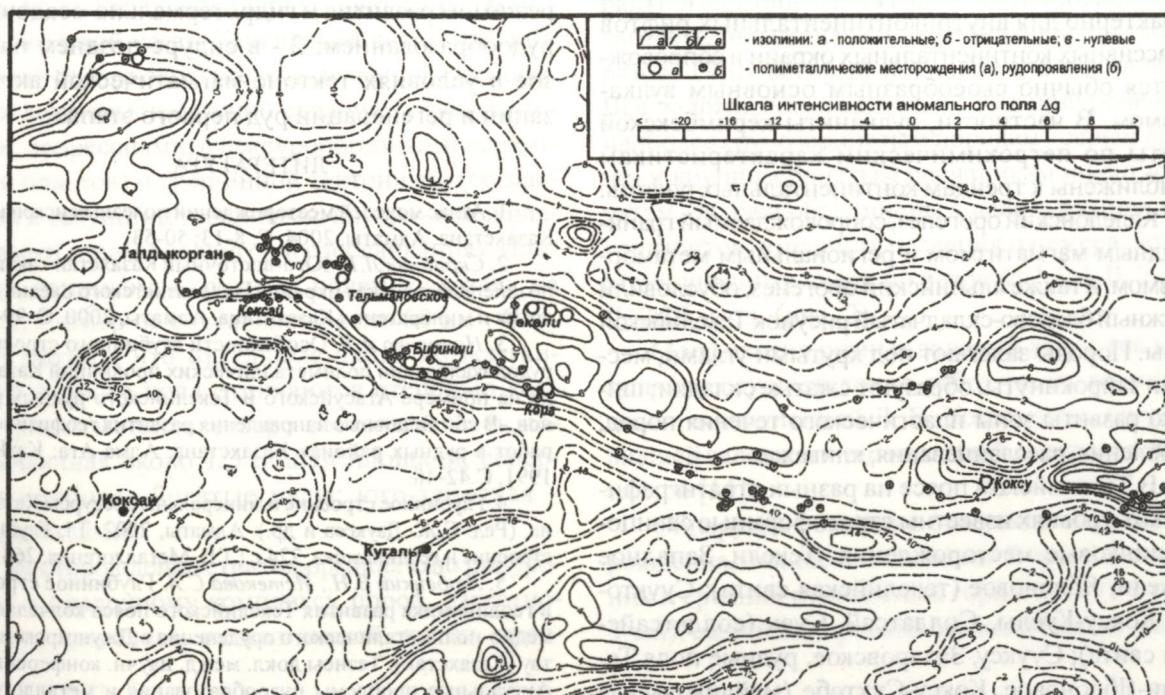


Схема локальных гравитационных аномалий Δg Текелийского рудного пояса.

лиями 3-го порядка средней интенсивности, группирующимися в единую Текелийскую аномальную зону. Западная часть этой зоны в пределах долины р. Карагат интерпретируется как погребенное продолжение рудного пояса. Подобная интерпретация базируется на данных о физических свойствах горных пород, количественных расчетах и прямых находках древних толщ в бортах Карагатской межгорной впадины [3,4,5].

Деструктивный этаж сложен двумя трансгрессивными комплексами пород верхнего рифея и нижнего палеозоя, отражающими этапы деструкции эпикарельской платформы. С верхнерифейским циклом связано заложение троговой структуры на фоне прибрежно-шельфовой мелководной обстановки, заполнение ее терригенными осадками (бурханская свита), последующее излияние вулканитов базальт-риолитовой формации (тышкантаяуская свита) и накопление известняково-доломитовых толщ.

Нижнепалеозойский деструктивный комплекс включает тиллитовую (захаровская свита), кремнисто-вулканогенную (керимбекская свита) и известняковую (жиландинская свита) формации. В состав этого комплекса входит такжеrudовмещающая углеродисто-кремнисто-карбонатно-сланцевая формация (верхнетекелийская свита). Такая ассоциация пород присуща особому типу разрезов застойных иловых впадин с восстановительными условиями осадконакопления. Формирование подобного глубоководного разреза характерно для внутренних континентальных рифтов и пассивных континентальных окраин и сопровождается обычно своеобразным основным вулканизмом. В частности, вулканиты керимбекской свиты по петрохимическим характеристикам приближены к трендам континентальных рифтов.

Каледонский орогенез, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом, а также альпийский орогенез, обусловили сложный блоково-складчатый рисунок Текелийской зоны. Породы залегают под крутыми углами, местами запрокинуты, образуют сжатые складки; широко развиты зоны пластического течения пород, дробления, рассланцевания, кливажа.

В Текелийском поясе на разных стратиграфических уровнях известны стратiformные свинцово-цинковые месторождения: Текели, Западное Текели, Яблоновое (текелийская свита); Сууктобе, Коксу-Куелы, Солдатсай, Сук (солдатсайская свита); Сууксу, Захаровское, рудные поля Текели-Яблоновое, Коксу-Суктобе (майликольская свита). Изотопный состав свинца разнотипных гид-

ротермально-осадочных, метаморфогенных и регенерированных месторождений соответствует возрасту 885 ± 15 млн. лет (R2). Главныйрудовмещающий уровень отвечает текелийской свите, представленной филлитами, графитизированными сланцами, шунгитами, фтанитами, доломитами. Из вторичных изменений характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, альбитизация.

Месторождение Текели представляет собой линзообразную залежь, состоящую из горизонтов и слоев существенно колчеданных, колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд. В разрезе это плитообразное крутопадающее тело, субсогласное с вмещающими породами. Выделены руды двух этапов: I - гидротермально-осадочные, основные продуктивные, которые накапливались при поступлении гидротермальных растворов в условиях морского бассейна; II - регенерированные, несущие следы дислокационного метаморфизма (рудные тектониты) с высокими концентрациями металлов, брекчиевидными текстурами, структурами течения сульфидов. Вещественный состав руд обоих этапов одинаков. Генетическая общность руд подтверждается идентичностью изотопного состава свинца и данными по распределению кларковых концентраций радиоактивных элементов.

Таким образом, Текелийский рудный пояс сформировался в два этапа: 1 в PR₁₋₂-O - на пассивной континентальной окраине, характеризовавшейся рифтогенным возвратно-поступательным режимом развития и гидротермально-осадочным рудообразованием; 2 - в силуре-позднем палеозое в условиях тектономагматической активизации и регенерации руд первого этапа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алматы, 2004. С. 8-13; 50-53.
2. Скринник Л. И. Юго-восточный Казахстан - активная позднепалеозойская окраина Палеоазиатского океана / Геология и минералогия Казахстана. Алматы, 2000. С. 99-107.
3. Науменко А. В. Особенности глубинного строения и рудоактивации полиметаллических провинций Казахстана на примере Атасуйского и Текелийского рудных районов. - В сб.: Основные направления развития геофизических работ в рудных районах Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1991. С. 42-48.
4. Глубинное строение и минеральные ресурсы Казахстана. (Ред. С. Ж. Даукеев и др.). Алматы, 2002. Т. I. Глубинное строение и геодинамика, 224 с.; Т. II. Металлогенез, 264 с.
5. Любецкий В. Н., Истекова С. А. Глубинное строение и геодинамика развития Текелийского пояса колчеданного медно-полиметаллического оруденения в Джунгарском Алатау (Казахстан). Тезисы докл. межд. научн. конференции // Актуальные проблемы рудообразования и металлогенеза. Новосибирск, 2006. С. 141-147.