

К ГЕОЛОГИИ КЕМПИРСАЙСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

А. Г. БАКИРОВ

Введение

Кемпирсайский гипербазитовый массив находится на территории Новороссийского и Степновского районов Актюбинской области, Каз. ССР, в 70 км к югу от г. Орска, Чкаловской области.

Массив пространственно приурочен к Орь-Илекскому водоразделу, являющемуся южным продолжением Губерлинских гор Южного Урала. Сам водораздел представляет горстовый выступ древней метаморфической толщи Урала, так называемой зоны Урал-Тау. Массив вытянут в северо-северо-западном направлении. Длина его—70 км. Ширина варьирует от 3 до 30 км. Площадь массива 1100 км². Сателлитом Кемпирсайского плутона является небольшой Мамытский массивчик в северо-восточном участке района исследований.

Гипербазитовый плутон сложен апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами, отороченными по периферии габброидами. Вмещающие толщи: метаморфические породы докембрия и кембрия, сланцы и эффузивы силура и девона. Покровная толща: верхне-меловые и палеоценовые породы морских фаций и песчано-глинистые отложения континентального палеогена и неогена.

Этот массив до последних лет был мало известен в литературе. На него обратили внимание с 1930—33 гг.

Геологическим исследованием отдельных участков массива и соседних районов занимался целый ряд исследователей, однако опубликованных в печати материалов по геологии района почти нет.

Из лиц, занимавшихся съёмкой на территории массива, следует упомянуть А. А. Петренко, А. К. Конева, Ю. П. Куразову и Н. П. Хераскова.

Ряд работ принадлежит перу А. Н. Алешкова, который считает габброиды Кемпирсайского интрузивного комплекса более ранними относительно перидотитов.

В. П. Логинов и Н. В. Павлов [6] провели исследования структуры и хромитоносности массива. Некоторые вопросы тектоники района освещены А. Д. Зиновкиным [5].

Характеристике процессов древнего выветривания ультраосновных пород посвящены работы И. И. Гинзбурга [3; 4] и его сотрудников, А. Н. Алешкова [1], А. А. Филимоновой и Д. Н. Кофанова [7], а также других исследователей.

Физико-географический очерк

Район работ расположен на Орь-Илекском водоразделе. Этот водораздел представляет всхолмленную горстовую возвышенность со средней абсолютной высотой в 420 м. Высота отдельных участков района исследований варьирует от максимальной в 507 м до минимальной в 340 м.

В пределах района Кемпирсайского массива представляется возможным выделить две основных категории рельефа, представленных слабо всхолмленной равниной и мелкосопочником.

Равнинный рельеф выражен на участках развития четвертичных, третичных и, частично, меловых отложений. Мелкосопочник встречается там, где выходят на поверхность изверженные и метаморфические горные породы. Среди мелкосопочника выделяются останцы древнего докрасского плато. Эти останцы представляют возвышенные расчлененные участки местности с сохранившейся корой выветривания.

Местность—безлесная. Кустарниковая растительность (карагайник) и мелкие заросли ольхи, березы и тополя исключительно приурочены к берегам рек и балкам. В посёлках имеются искусственные насаждения тополей.

С Орь-Илекского водораздела берут начало притоки рр. Ори и Илека. Реки западной части района—Кок-пекты и Ку-агач впадают в Илек. Реки восточной и южной частей района Тас-Сай, Джарлы-Бутак, Кызыл-Каин, Мамыт, Кайракты впадают в Орь.

Реки района исследований текут в большинстве случаев вкрест простирания структур, реже—по простиранию. Намечается приуроченность некоторых речных долин к тектоническим разломам широтного (рр. Кызыл-Каин, Мамыт, Шандаша) и меридионального (рр. Тас-Сай, Джарлы-Бутак) простираний. Тип речной сети перистый, а местами—прямоугольный.

У рек, текущих в широтном направлении, отчетливо выражено асимметричное строение их долин. Южные склоны более обнажены и круче, чем северные. Склоны речных долин выпуклы на всем их протяжении. В устьевых участках речные долины имеют вид каньонов и узких шелей, а отсюда—геоморфологические контрасты между горным пейзажем в устьевых участках речных долин и равнинным на местности, по которой протекают реки.

Кое-где по рр. Тас-Сай и Кызыл-Каин встречаются „подвешенные“ сухие долины существовавших когда-то притоков. Аллювиальные отложения в речных долинах пользуются слабым развитием.

Резко континентальный климат района исследований, сильные ветры, малое количество осадков и небольшая абсолютная влажность воздуха почти на протяжении всего года являются крайне неблагоприятными факторами для образования подземных вод. В этих условиях питание последних затруднено и в основном происходит в июне и июле за счет инфильтрации воды по трещинам горных пород в период максимального выпадения осадков и наибольшего значения абсолютной влажности и, частично, весной после таяния снега.

Геолого-стратиграфический очерк

В данном очерке кратко рассматриваются главные стратиграфические, петрографические и тектонические особенности района наших исследований.

Стратиграфия

В районе исследований выделяем четыре основных комплекса горных пород. Первый из них представлен различными метаморфическими образованиями докембрия и кембрия, второй—основными эффузивами и сланцами силура и девона, третий—породами габбро-гипербазитового интрузивного комплекса, четвертый—рыхлыми морскими и континентальными осадками мезозоя и кайнозоя.

Древний метаморфический комплекс докембрия и кембрия

В этот комплекс входят три толщи горных пород, сложенных кремнистыми, серицитовыми, актинолитово-хлоритовыми и графитовыми сланцами. К ним относятся: а) кайрактинская, б) джусалинская и в) шелектинская толщи.

Кайрактинская толща распространена в восточной части района. Она представлена мощным комплексом кремнистых сланцев с подчиненными ему слюдястыми, роговообманковыми и хлоритовыми сланцами. Мощность толщи около 5000 м.

В верхах кайрактинской толщи кремнистые сланцы перемежаются с тонколистоватыми хлоритовыми, цоизито- и серицито-хлоритовыми сланцами. Встречен горизонт темносерых мелкозернистых мраморов мощностью около 50 м.

Джусалинская толща представлена пестрым комплексом пород, среди которых преобладающими являются веленые сланцы и сильно измененные основные эффузивные породы. Мощность толщи около 4500 м.

Для всей джусалинской толщи является характерным наличие мелкой слоенности и гофрировки сланцев, а также невыдержанность состава пород по их простираению.

Комплекс пород шелектинской толщи выделен в западной части района съемки. Эта толща залегает в кровле Кемпирсайского плутона и в основном представлена кремнисто-сланцевым комплексом пород. Мощность последнего примерно равна 1200 м.

Для шелектинской толщи является характерным наличие граната в некоторых разновидностях сланцев и присутствие в ее верхних горизонтах пачки графитовых сланцев.

В породах кайрактинской, джусалинской толщ много кварцевых жил, которые приспособляются к сланцеватости пород и нередко имеют четковидное строение.

Мы не располагали данными, которые позволили бы определить возраст описанных метаморфических толщ. По аналогии с северными и южными районами кайрактинскую и джусалинскую толщи относим с некоторой условностью к докембрийским образованиям, а шелектинскую — к кембрийским.

Эффузивно-сланцевый комплекс силура и девона

Сюда относятся основные эффузивы верхнего силура—нижнего девона, а также верхнедевонские конгломераты, сланцы и известняки.

Спилито-диабазовая толща верхнего силура—нижнего девона. Породы этой толщи распространены в западном и южном участках района исследований. Эта толща сложена зеленокаменным эффузивным комплексом пород с подчиненными ему яшмами. Мощность этой свиты—1800 м.

Среди эффузивов констатированы спилиты, диабазы, диабазовые порфириты и альбитофиры.

Среди зеленокаменного комплекса пород, преимущественно в средней части его разреза, залегают яшмы. Они характеризуются массивностью в сложении, тонкой зернистостью и пестрой окраской (серой, темносерой, розовой, мясокрасной и темнозеленой). Под микроскопом при скрещенных николях в шлифах яшм заметны округлые пятна—следы скорлупок радиолярий. Мощность зеленокаменного комплекса пород 1200 м, а яшм—600 м.

Спилиты и диабазы залегают стратиграфически выше пород шелектинской толщи. В свою очередь эти основные эффузивы перекрываются фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего девона. Мы

считаем возможным параллелизовать спилито-диабазовую толщу с литологически схожей ирендыкской свитой верхнего силура—нижнего девона, выделенной севернее в районе исследований Н. П. Хераскова.

Конгломерато-песчано-сланцевая толща. Порода этой толщи выходит в юго-западной части района съёмки.

В комплексе пород конгломерато-песчано-сланцевой толщи представляется возможным выделить

- 1) конгломераты,
- 2) песчаники и тонкораскристаллизованные эффузивы,
- 3) серию глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками,
- 4) серию глинистых и тонкоплитчатых кремнистых сланцев.

Конгломераты состоят из окатанных галек и плохо окатанных обломков различных горных пород. Размеры галек и обломков варьируют от 8 см до 0,5 см в поперечнике. В конгломератах встречается галька кварца, диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, кварцевых альбитофиров, кварцевых порфиритов и габбро-диабазов.

Габбро-диабазы, встреченные в гальке, макро- и микроскопически не отличимы от аналогичных дайковых пород, секущих серпентинизированные перидотиты.

Глинистые и кремнистые сланцы представлены обычными разностями, а известняки—светлосерыми мелкозернистыми породами с обильной верхнедевонской фауной гониатид (по определению А. К. Наливкиной).

Мощность конгломератов около 200 м, песчаников—350 м, кремнистых и глинистых сланцев с известняками—около 400 м.

На основании фауны возраст этой толщи определяется как верхнедевонский.

Габбро-гипербазитовый интрузивный комплекс девона

В нашем районе исследований широко распространены породы габбро-гипербазитового комплекса. Преобладают гипербазиты, слагающие центральную часть интрузии. В их периферии—габброиды в виде прерывистой и оторачивающей каймы.

Гипербазиты. Ультраосновные породы¹⁾ представлены апоперидотитовыми и аподунитовыми серпентинитами. Из перидотитовых разновидностей преимущественным развитием пользуются гарцбургитовые, лерцодитовые же встречаются редко.

В контактовой зоне с габброидами констатируются амфиболовые перидотиты.

Апогарцбургитовые серпентиниты—темнозеленые породы серых и бурых оттенков. Состоят из серпентинизированных оливина и бронзита. Наравне с массивными разностями встречаются полосчатые, чаще всего в контактовой зоне с габброидами, в которых полосы, обогащенные пироксеном или амфиболом, чередуются с полосами, обедненными им.

Аподунитовые серпентиниты—породы темнозеленого и черного цвета. Состоят в основном из серпентинизированного оливина. В качестве минералов-примесей присутствуют пироксен и хромшпинелиды.

В серпентинизированных дунитах и перидотитах оливин почти нацело превращен в серпентин. Если и встречаются зерна оливина, то в количестве, не превышающем 5—20%. Пироксены баститизированы. В поле в большинстве случаев без особого труда макроскопически удается устано-

¹⁾ В тексте, во избежание повторений, мы будем употреблять как синонимы следующие названия: гипербазиты и серпентиниты, апоперидотитовые серпентиниты и серпентинизированные перидотиты, аподунитовые серпентиниты и серпентинизированные дуниты.

вить первичную перидотитовую или дунитовую природу серпентинитов, так как в них бастит довольно хорошо заметен.

Габброиды. К габброидам относится довольно разнообразный комплекс пород, представленный оливиновыми габбро, обычными габбро, роговообманковыми габбро, габбро-диоритами и габбро-амфиболитами.

Наиболее распространенными являются роговообманковые габбро. Эти разности, как и обычные габбро, представляют собой серые неравномерно-зернистые породы, довольно разнообразные по своим текстурным и структурным особенностям. Разнообразна и окраска: от серой для меланократовых разностей до светлосерой для лейкократовых.

В контактовой зоне с гипербазитами можно встретить и полосчатые габбро, в которых полосы, обогащенные плагиоклазом, чередуются с полосами, обогащенными амфиболизированным пироксеном. Встречаются массивные, гнейсовидные и сланцеватые разности.

Через роговообманковые габброиды имеются постепенные переходы к габбро-амфиболитам, содержащим местами гранат и сфен, и довольно своеобразным сланцеватым породам зеленоватой окраски, состоящим из плагиоклаза и амфибола-эденита.

Оливиновые габбро приурочены к контактовой зоне габброидов с гипербазитами и связаны постепенными переходами как с теми, так и с другими породами.

В породах габбро-гипербазитового комплекса встречается целый ряд жильных образований, из которых наиболее распространенными являются пироксениты, горнблендиты, габбро, габбро-диабазы и плагиоклазиты.

К истории формирования интрузивного комплекса. Согласно господствующей точке зрения, габброиды ¹⁾ Кемпирсайского массива являются более древними образованиями относительно гипербазитов. Эти взгляды, насколько мне известно, разделяются всеми исследователями массива, в том числе А. Н. Алешковым, Н. П. Херасковым, В. Н. Разумовой, Ю. П. Куразовой, В. П. Логиновым, Н. В. Павловым, М. А. Цибульчиком и др. геологами.

Мы рассматриваем габброиды и гипербазиты как одновозрастные образования. Об одновозрастности свидетельствует, во-первых, общность их структуры. Элементы залегания план-полосчатости и трещиноватости обоих типов пород, как правило, совпадают. Во-вторых, во взаимном контакте габброидов и гипербазитов не только нет изменения зернистости ни у тех и ни у других пород, но даже встречаются и переходные образования. К числу таковых относятся оливиновые габбро, которые связаны постепенными переходами как с обычными габброидами, так и с гипербазитами. В третьих, в эндоконтактных зонах полосчатые как габброиды, так и гипербазиты.

Наличие мелкозернистых разностей габброидов в периферических участках интрузии дает основание полагать, что массив начал застывать с периферии. Пестрота текстурных и структурных особенностей и состава габброидов свидетельствует нам о неодновременном застывании их различных участков, происходившем в условиях тектонических напряжений, не одинаково разрешавшихся в пределах плутона.

Последующая перекристаллизация габброидов, застывших в периферии интрузивного комплекса в условиях стресса, привела к появлению кристаллобластических структур в габбро, к гнейсовидности, подчеркнувшей полосчатость, и к сланцеватости, а отсюда и большая степень метаморфизма габброидов относительно позже застывших гипербазитов.

¹⁾ Имеем в виду габброиды интрузивного комплекса, находящиеся в периферии ультраосновных пород.

Периферическое положение габброидов в интрузивном комплексе обусловило собой всю специфичность их текстурных и структурных особенностей, а также и характер взаимоотношений с гипербазитами.

Зона контакта габброидов с гипербазитами, как тектонически ослабленная, благоприятствовала локализации в ней процессов аутометаморфизма, связанных с термальной деятельностью плутона. С глубин интрузии выносились термы, содержащие алюминий, кремнезем, кальций, щелочи, титан, которые изменяли в контакте как те, так и другие породы. А отсюда—повышенная степень изменения габброидов и гипербазитов в их контакте и появление вторичных минералов, таких как актинолит, эденит, хлорит, гранат, шпинель и сфен.

Стратиграфическое положение интрузивного комплекса. Определить возраст Кемпирсайского гипербазитового массива довольно затруднительно.

Достоверных данных, свидетельствующих о наличии интрузивных контактов между серпентинитами Кемпирсайского массива и породами верхнего девона и карбона, пока нет. В соседнем южном районе, по данным Г. И. Водорезова, серпентиниты прорывают фаунистически охарактеризованные отложения нижнего девона. Несколько севернее нашего района исследований констатирован прорыв мелкими сателлитами Кемпирсайского плутона фаунистически охарактеризованных отложений среднего девона (устное сообщение Н. П. Хераскова).

В соседних южных районах Г. И. Водорезов отмечает наличие галек серпентинитов в отложениях верхнего девона. В гальках фаунистически охарактеризованных конгломератов верхнего девона, обнажающихся в районе наших исследований, встречаются габбро-диабазы, не отличимые от однотипных им жильных пород, секущих серпентиниты Кемпирсайского массива.

Вышеуказанный фактический материал заставляет нас прийти к выводу о связи габбро-гипербазитового интрузивного комплекса со среднедевонским (тельбесским) вулканическим циклом. Время внедрения—между средним и верхним девоном.

Взгляды о тельбесском возрасте уральских серпентинитов, и в частности—кемпирсайских, изложены нами еще в 1941 г. в статье „О циклах тектогенеза Урала“ [2]. Этим взглядам придерживаемся мы и в настоящее время.

В последние годы Н. П. Херасков также пришел к мнению о среднедевонском возрасте Кемпирсайского гипербазитового массива, которое высказал в личной беседе.

Большинство исследователей района, в том числе А. Н. Алешков, Н. В. Павлов, В. П. Логинов, М. А. Цибульчик, Ю. П. Куразова и др. Кемпирсайский плутон рассматривают как карбоновую интрузию, а Г. И. Водорезов как каледонскую, внедрившуюся на границе между нижним и средним девоном.

Комплекс рыхлых отложений мезо-кайнозоя

В районе исследований довольно широко распространены рыхлые отложения морских и континентальных фаций. Первые из них представлены различными глауконитосодержащими песками, песчаниками, опоками, глинами и фосфоритовыми конгломератами верхнего мела и палеоцена. Континентальные фации представлены рыхлыми образованиями доюрской коры выветривания, красноватыми отложениями юры—нижнего мела, эоцена и четвертичного времени, а также олигоценowymi, неогеновыми и четвертичными песчано-глинистыми отложениями.

Тектоника

В соответствии со стратиграфическим расчленением пород в этом очерке рассматриваем последовательно тектонику метаморфического и эффузивно-сланцевого комплекса, затем особенности структуры гипербазито-габбрового плутона и тектонику покровных отложений мезо-кайнозоя.

Тектоника метаморфических пород

Свиты пород докембрия и палеозоя слагают собой моноклиналичную толщу, падающую на западо-юго-запад под углом в $50-70^\circ$. Эта моноклиналь является частью западного крыла антиклинального поднятия зоны Урал-Тау Орб-Илекского водораздела. Восточное крыло антиклинория лишь частично представлено в северо-восточном участке района исследований, так как в основном оно срезано меридиональным бородиновским сбросом. Западное крыло усложнено небольшой синклиналью.

В породах кайрактинской, джусалинской и шелектинской толщ развиты мелкие дополнительные складки. В верхних горизонтах джусалинской свиты мелкая складчатость переходит в плейчатость. В этих толщах встречаются и внутриформационные разрывы дополнительных складок, носящих характер взбросовых дислокаций.

В спилито-диабазовой толще, в противоположность вышеупомянутым, дополнительные складки встречаются реже, плейчатость отсутствует. Породы верхнего девона собраны в мелкие складки покровного типа, хорошо выраженные в разрезе по р. Эйссыл-Кара. Пликативные структуры верхнего силура и девона местами усложнены небольшими разрывами с хорошо выраженными поверхностями притирания.

В породах кайрактинской, джусалинской, шелектинской и спилито-диабазовой толщ встречаются небольшие силлообразные тела серпентинитов и габброидов, приуроченных к ядрам мелких антиклинальных складок.

Структурные особенности габбро-гипербазитового интрузивного комплекса

Габбро-гипербазитовая интрузия приурочена к западному крылу антиклинального поднятия зоны Урал-Тау. Сланцы, находящиеся в лежащем и висячем боку серпентинитов и габброидов, падают на юго-запад под углом в $50-70^\circ$. План-полосчатость габбро и перидотитов также имеет в большинстве случаев юго-западное падение, углы которого варьируют от 60 до 90° . Элементы залегания рудных тел хромистых железняков совпадают с простираем и падением первичной полосчатости гипербазитов.

Совпадение элементов залегания план-полосчатости интрузивного комплекса и вмещающих его пород свидетельствуют о согласном типе залегания гипербазитов и габбро по отношению к структуре моноклинали западного крыла антиклинального поднятия зоны Урал-Тау. Это дает основание рассматривать Кемпирсайский плутон как тело, круто падающее на юго-запад и приближающееся по условиям залегания к пластовой межформационной интрузии.

В пределах массива зона преимущественного развития аподунитовых серпентинитов расположена в его восточной части, а зона апоперидотитовых — в его западной. Встречаются полосчатые участки, в которых отчетливо выражена перемежаемость полос дунитов и перидотитов. Видимо, в процессе становления интрузива перидотитовые разности ультраосновной магмы были отдифференцированы к висячему боку интрузии, а дунитовые с богатейшими залежами хромитов Донской группы — к лежащему.

Между перидотитами и дунитами в большинстве случаев существуют постепенные переходы. Наиболее обычными являются шлировые обособления дунитов в зоне преимущественного развития перидотитов и, наоборот.

Средняя мощность гипербазитового плутона примерно равна 9—10 километрам. Большая ширина южной части массива относительно северной, повидимому, обусловлена структурой сленудированных вмещающих толщ на участке антиклинального поднятия. Следует заметить, что в юго-восточной части массива наблюдаются также некоторые отклонения падения план-полосчатости от юго-западного к крутому юго-восточному.

В гипербазитах констатированы четыре системы трещин: первая из них имеет северо-западное простирание от 340° , вторая—северо-восточное— 30° , третья—меридиональное и близкое к нему, четвертая—широтное и близкое к нему простирание. Наиболее древними являются трещины северо-западного и северо-восточного простираний, молодыми—широтные. Дайки пироксенитов, горнблендитов, плагиоклазитов преимущественно приурочены к первым двум системам трещин, фиксирующим собой диагональные сколы массива; габбро, габбро-диабазы—к широтным трещинам растяжения. Меридиональные трещины, в противоположность вышеуказанным, в очень редких случаях являются вместилищами жильных пород.

Почти для каждой из систем трещин северо-западного, северо-восточного и меридионального простираний имеются парные трещины, пересекающиеся под прямым углом или близким к нему с западным и восточным падениями. В пределах хромитовых месторождений довольно отчетливо выражены эти парные трещины северо-восточного и северо-западного простираний с падением на восток и запад, которые рассекают хромитовые тела на тектонические блоки, перемещенные друг относительно друга (месторождения „Гигант“, „Спорное“, имени XX лет Каз. ССР).

В гипербазитах нередко встречаются зоны смятий, а также взбросы и надвиги северо-западного и северо-восточного простираний. Последние придают чешуйчатое строение отдельным участкам массива (верховья Кызыл-Каина, Кишкине-сая, Джангиз-агач).

Габброиды по своим структурным особенностям во многом напоминают гипербазиты. Полосчатость габбро и план-полосчатость ультраосновных пород имеют одинаковые элементы залегания. В габбровых породах встречаются те же 4 системы трещин, что и в ультраосновных породах (в габбро преобладающими являются трещины северо-западного простирания с юга-западным и северо-восточным падениями).

Но вместе с тем габброиды имеют и свою особенность, обусловленную их нахождением в периферической зоне интрузивного комплекса. К числу таковых относятся полосчатость и гнейсовидность габбровых пород, которые наиболее отчетливо выражены в габброидах в зоне контакта с гипербазитами.

Обращает на себя внимание и резкая изменчивость текстуры и структуры габброидов. В пределах небольших участков площадью 1—4 м² можно наблюдать переходы от массивных крупнозернистых разновидностей через слабо гнейсовидные среднезернистые к гнейсовидным мелкозернистым (рр. Мамыт, Шелекта, Шандаша). Повидимому, такая текстурно-структурная изменчивость пород обусловлена неодновременным застыванием различных участков габбро и их неодинаковым реагированием на тектонические напряжения.

В габбровых породах встречаются зоны расщепления мощностью 0,6—6 м.

Тектоника мезо-кайнозоя

Породы мезо-кайнозоя залегают горизонтально на размытом складчатом основании антиклинория Урал-Тай.

В меловых в третичных отложениях встречаются дизъюнктивные нарушения. К одному из таких дизъюнктивов следует отнести крупный меридиональный бородиновский сброс, проходящий в восточной части исследованного района. Ему обязаны тектонические контакты палеогена с серпентинитами, породами кайрактинской свиты и отложениями верхнего мела. Амплитуда сброса измеряется 60—90 м.

Молодой возраст имеют меридиональные и широтные разломы, к которым приурочены речные долины рр. Джаллы-Бугак и Кызыл-Каин. Здесь вместе с гипербазитами нарушены и покрывающие их меловые породы.

Мелкие тектонические нарушения с амплитудой 6—10 м, захватывающие верхнемеловые и палеогеновые отложения, констатированы в районе Донских месторождений и верховьях рек Эйсыл-Кара и Кызыл-Каин.

Молодые дизъюнктивные нарушения имеют послепалеогеновый возраст. Вероятнее всего они связаны с миоплиоценовой фазой альпийского тектогенеза, отчетливо проявившейся на Южном Урале.

Заключение

В данной работе кратко изложены некоторые вопросы геологии Кемпирсайского гипербазитового массива. Обращено внимание на возраст ультраосновных пород, на их взаимоотношения с габброидами и на особенности структуры габбро-гипербазитового плутона. На решение этих вопросов нужно смотреть как на одну из попыток интерпретации геологии Кемпирсайского ультраосновного комплекса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алешков А. Н.—К вопросу о возрасте „Коры выветривания“ на Южном Урале. Природа, № 1, 1941.
2. Бакиров А. Г.—О циклах тектогенеза Урала, Изв. Томского индустр. инст., т. 62, вып. 1, 1941.
3. Гинзбург И. И. и друг.—Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. I. Типы и морфология древней коры выветривания, Тр. инст. геолог. наук, АН СССР, вып. 80(1), 1946.
4. Гинзбург И. И.—Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала, ч. II. Геохимия и геология коры выветривания на Урале, Тр. инст. геолог. наук, АН СССР, вып. 81(2), 1947.
5. Зиновкин А. Д.—О тектонике Кемпирсайского плутона, Советская геология, № 12, 1940.
6. Логинов В. П., Павлов Н. В. и Соколов Г. А.—Хромитоносность Кемпирсайского ультраосновного массива на Южном Урале, Хромиты СССР, т. II, 1940.
7. Филимонова А. А. и Кофанов Д. Н.—Древнее выветривание Южно-кемпирсайских хромитовых месторождений „Гигант“, „Спорное“, Тр. инст. геолог. наук, АН СССР, вып. 41(5), 1941.