

В. И. ЛЕБЕДИНСКИЙ

ПЛАСТОВЫЕ ИНТРУЗИИ В ТАВРИЧЕСКОЙ СЕРИИ
И ИХ РОЛЬ В ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ ГОРНОГО КРЫМА

К настоящему времени геологическое строение Горного Крыма изучено довольно хорошо, однако не все вопросы выяснены с достаточной полнотой. Если стратиграфия, тектоника и история геологического развития этой области в целом исследованы неплохо, то нельзя того же сказать о магматизме, хотя значительный шаг в его изучении был сделан В. Н. Павлиновым (1949), выяснившим форму залегания и механизм образования интрузивных тел центральной части Южного берега.

Существенное значение для характеристики геологической истории Крыма имеет возраст магматической деятельности и связь последней с тектоническим развитием Крымской геосинклинали. Почти все современные исследователи полагают, что магматическая деятельность приурочена здесь к среднеюрскому периоду (байос — бат), а если М. В. Муратов (7) несколько расширяет возрастные рамки магматизма, то он это делает только за счет поднятия его верхней границы до келловоя. Таким образом, судя по известным материалам, магматическая деятельность в Крыму приурочена к среднеюрскому, а частично и верхнеюрскому времени.

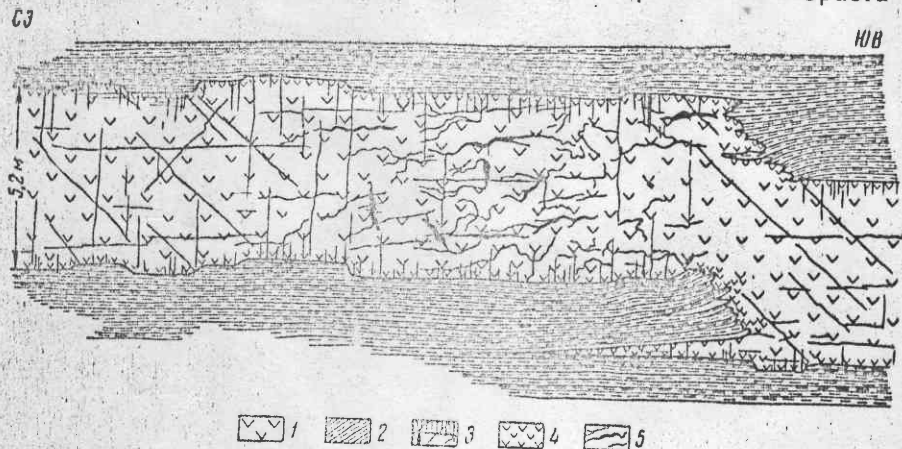
С точки зрения общих положений о связи магматизма с тектоническим развитием геосинклинальной зоны мнение о среднеюрском возрасте магматической деятельности в Крымской геосинклинали неверно, ибо в подвижных зонах это не кратковременный процесс, а во времени такой же длительный, как и тектоническое развитие. Наши исследования Крымской геосинклинали подтвердили, что магматическая деятельность проявлялась здесь в период формирования осадочной таврической серии в верхнетриасовое — нижнеюрское время. Это подтверждается присутствием доскладчатых силлов основного состава, залегающих в породах таврической серии и дислоцированных вместе с ней.

Прежде чем перейти к характеристике силлов, необходимо привести некоторые сведения о возрасте и литологии таврической серии, вмещающей эти тела. Таврическая серия сложена терригенными породами — аргиллитами, алевролитами и песчаниками — и в значительной части разреза представляет собой типичную флишевую толщу. Стратиграфический объем ее разными исследователями оценивается по-разному, но судя по последней работе М. В. Муратова (8), таврическая серия охватывает верхний триас и все горизонты лейаса.

Силлы встречены исключительно в флишевой части таврической серии, где нет фауны, поэтому возраст вмещающих пород точно не известен; возможно, это верхнетриасовые или нижнеюрские образования. Но, учитывая данные Н. В. Логвиненко, Г. В. Карповой, К. Г. Шандыбы и Д. П. Шанюшикова (5), свидетельствующие о том, что в северной

части Горного Крыма распространены наиболее низкие стратиграфические горизонты таврической серии по сравнению с Южным берегом, мы вправе считать, что большее число силлов, если не все, приурочено к инжнетаврической части серии.

Первым исследователем, установившим наличие силлов в Крыму, был Г. Романовский (11), который отметил пластовую интрузию по р. Бодрак. Представление о пластовых интрузиях, одновременных таврической серии и вместе с нею дислоцированных, впервые сформулировал Г. И. Сократов (13), но это представление не подтвердилось приведенным им материалом. Пластовые интрузии таврического возраста бы-



Фиг. 1. Силл в истоках р. Бодрак в плане.

1 — габбро-диабаз внутренней части интрузии; 2 — аргилито-алевритовые породы таврической серии; 3 — трещины отдельности; 4 — афанит зоны закалки; 5 — жилки лампрофира

ли установлены А. И. Шалимовым в 1955—1957 гг. при геологической съемке Салигир-Альминского водораздела и независимо от него нами в 1957 г. в бассейнах рек Бодрака и Альмы.

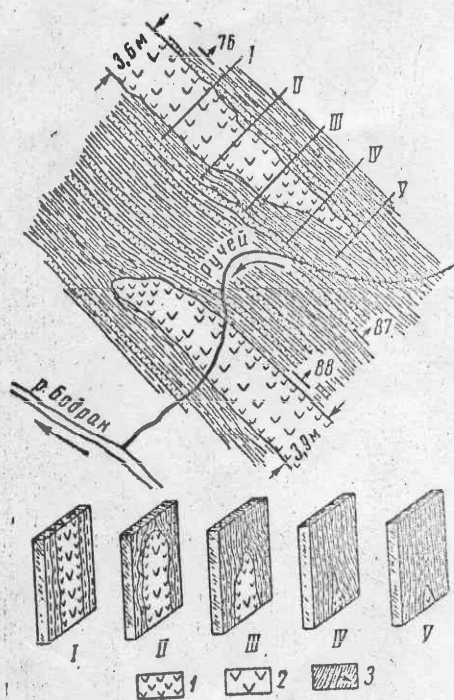
Пластовые интрузии в таврической серии наиболее распространены в северной части Горного Крыма — в верхнем течении р. Бодрака, на левобережье р. Альмы, около сел. Дровянки и в окрестностях сел. Партизанского. На Южном берегу Крыма эти интрузии встречаются реже (сел. Лесное, Форос).

Силлы характеризуются плитообразной формой и согласным залеганием с вмещающими породами таврической серии. В качестве примера можно указать на пластовую интрузию габбро-диабаз в истоках р. Бодрак; эта интрузия обнажена в тальвеге реки в виде вертикальной стены и согласно залегает с поставленными на голову слоистыми аргилито-песчанниковыми породами таврической серии (фиг. 1).

Контакт силла с вмещающими породами совершенно согласный, без признаков дробления и раздавливания вмещающих пород. На протяжении метров, а иногда и десятков метров, контактовая поверхность интрузии идет строго параллельно слоистости, вдоль одного литологического горизонта и незначительно усложняется мелкими изгибами высотой в несколько сантиметров. Такой спокойный характер контакта свидетельствует о легкости проникновения магмы вдоль напластования и сильной проницаемости осадочной толщи в момент внедрения. При прослеживании контакта силла на протяжении нескольких сотен метров обнаруживается, что пластовая интрузия с одних литологических горизонтов переходит на другие; это обусловлено выклиниванием отдельных горизонтов слоев таврической серии.

Бодракский силл приурочен к крылу крупной складки, поставлен-

ной на голову и устойчиво простирающейся в северо-западном направлении; интрузия непрерывно прослежена на протяжении 3,6 км. Показательно выклинивание силла: постепенно с полной мощности 5,2 м он утоняется и сходит на нет на расстоянии в 15—20 м (фиг. 2). Каких-либо деформаций и брекчирования вмещающих пород на продолжении силла не отмечено, так же, как и так называемых «бугорчатых брекчий», описанных О. Твето (16) вблизи контактов с силлами, возникшими под влиянием внедрения механически активной магмы. Бодракский силл характерен резко выраженным зональным строением, обусловленным различными условиями кристаллизации в краевых и центральной частях тела; от контакта к центру интрузии наблюдается постепенная закономерная смена структурно-текстурных типов пород.



Фиг. 2. Выклинивание фронтальной части силлов (план) в истоках р. Бодрак. 1 — афанит зоны закалки; 2 — граббро-диабаз внутренней части силла; 3 — аргиллиито-алевритовые породы таврической серии

Приведенные характеристики двух силлов дают представление о главнейших свойствах пластовых интрузий, заключенных в породах таврической серии. Не останавливаясь на характеристике других тел, укажем, что мощность силлов обычно измеряется метрами, редко достигает первых десятков метров, по простиранию они протягиваются на сотни метров, иногда на первые километры. Контакт с осадочными породами согласный, но может усложняться апофизами. Фронтальная поверхность силлов имеет форму клина, постепенно сходящего на нет, вдоль которого осадочные породы не обнаруживают сдавленности и брекчирования. Мощность пластовых интрузий устойчива, но по направлению к фронтальным частям она постепенно уменьшается. По условиям внедрения это одноактные тела, петрографическая сложность которых обусловлена исключительно различиями в условиях застывания краевых и центральных частей. Контактный метаморфизм вмещающих аргиллиито-песчанников пород таврической серии незначительный, в самом контакте проявляется в слабом ороговиковании, мощность контактово-метаморфической зоны не превышает 1 м.

Сравнительно небольшая мощность крымских силлов и благоприятные условия обнаженности дают возможность получить ряд ценных данных о их морфологии и высказать суждение о механизме образова-

ния пластовых интрузий. Ничтожный контактовый метаморфизм, редкий контакт силлов с вмещающими породами и отсутствие ксенолитов исключают возможности ассимиляции и обрушения кровли из числа вероятных факторов образования камеры интрузий. В порядке постановки вопроса можно говорить о проникновении магмы в полости отслаивания в сводах складок в период складчатости, но едва ли это реально, ибо с этим предположением не согласуется выдержанная мощность тонких пластовых тел на протяжении многих сотен метров.

Многие исследователи (1, 3, 15) объясняют образование пластовых интрузий внедрением механически активной магмы, действующей по принципу «клина» с подъемом кровли и разделением ее на блоки. Магма под большим напором проникает в зоны слабости (напластование, плоскости несогласий), уплотняет вмещающие породы, отделяет подошву от кровли; последняя поднимается, подвергается разрывам, смещениям, дает многочисленные ксенолиты, в результате чего интрузия не имеет выдержанной мощности; будучи в целом согласным телом, она в деталях часто оказывается секущей. На продолжении выклинившегося конца силла вмещающие породы нередко несут следы сильного перематия и брекчирования. Тектоническая обстановка в момент формирования таких силлов характеризуется медленным общим поднятием значительных территорий (1, 3).

Морфологически крымские силлы сильно отличаются от силлов, образовавшихся путем внедрения механически активной магмы, поэтому в целом такой механизм образования в данном случае не применим, хотя при формировании некоторых пластовых интрузий он частично проявился (например, в резком переходе силла с одного стратиграфического уровня на другой).

Некоторые исследователи (4, 9, 10) полагают, что пластовые интрузии возникли в результате пассивного проникновения магмы вдоль плоскостей слоистости путем гидростатического обмена местами между поднимающимся расплавом и опускающейся подошвой формирующейся интрузии посредством механизма «вползания магмы», сформулированного Ф. Ю. Левинсон-Лессингом. Не останавливаясь в деталях на характеристике этого процесса, подчеркнем, что он проявляется в областях, испытывающих длительное опускание, а возникающие при этом пластовые интрузии характеризуются клиновидными окончаниями и механическими спокойными контактами с вмещающими породами.

Геологические данные дают основание считать, что образование силлов в таврической серии связано с медленным проникновением магмы путем вползания посредством гидростатического обмена местами между расплавом и осадочной толщей. Об этом свидетельствуют: 1) отсутствие деформаций на контактах интрузий с вмещающими породами; 2) отсутствие ксенолитов; 3) выдержанная мощность силлов на больших расстояниях; 4) клинообразная форма фронтальной части силлов, на продолжении которой вмещающие породы не сдавлены и не содержат интрузивных брекчий, образующихся в результате дробления застывших концов интрузий. Региональным фактором, благоприятствовавшим образованию силлов путем пассивного проникновения магмы, явилось устойчивое погружение Крымской геосинклинали в таврическое время, что содействовало опусканию подошвы силлов и облегчало поднятие магмы в верхний структурный горизонт.

Еще не выяснены пределы распространения силлов таврического времени в Крымской геосинклинали, так как значительная часть мегантиклинали Горного Крыма находится под водами Черного моря. Маловероятно, что силлы были равномерно распространены по всей площади геосинклинали в таврическое время, так как они должны

были локализоваться вблизи подводящих каналов, которых не могло быть много. Скорее всего подводящие каналы возникали в области сочленения разнотипных структур, где, основываясь на данных А. А. Полканова (9), можно ожидать появления флексуобразного перегиба; он сопровождался в верхнем структурном горизонте рядом флексурных трещин растяжения, выклинивавшихся на определенной глубине, на уровне флексурного скольжения, к которому с глубоких горизонтов подходила основная или ультраосновная магма по плоскостям флексурного тангенциального скалывания.

В условиях Крымской мегантиклинали одним из наиболее вероятных мест выхода магмы мог быть северный край прогибавшейся геосинклинали на границе с платформенным массивом Степного Крыма, в таврическое время устойчиво поднимавшимся.

Выясняя причины, способствовавшие распространению магмы между слоями, нельзя не учитывать влагу в породах таврической серии, под влиянием тепла интрузий переходившую в парообразное состояние и своим большим давлением облегчавшую расщепление слоев. Такая возможность указывалась Дю-Тойтом для пластовых интрузий траппов Южной Африки (15), Е. Садецки-Кардошом для лакколитов (12).

Химический состав диабазового порфирита из Бодракского силла (аналитик С. А. Панченко, Институт геологических наук АН УССР)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	SO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
44,42	1,99	14,26	12,26	0,53	7,31	10,85	1,53	0,14	0,34	5,86	0,10	2,39	0,58	100,34

Характеристики А. Н. Заварицкого

$a = 3,9$; $c = 8,4$; $\sigma = 31,2$; $s = 56,5$; $f_1 = 38$; $m_1 = 43$; $c_1 = 19$; $n = 96$; $Q = -2,88$.

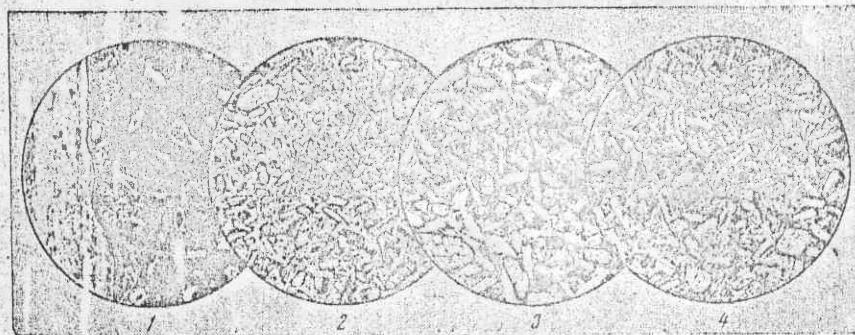
Вещественный состав силлов довольно однообразен, главная масса их сложена оталькованными габбро-диабазами, в ряде случаев подвергшихся магниев-кальциевому аутометасоматозу с широким развитием хлорита и кальцита. Общей особенностью всех силлов является резко выраженное зональное изменение структурно-текстурных типов пород от контактов к центру при наличии постепенных переходов между ними. Так, в пластовой интрузии в истоках р. Бодрак, мощностью 5,2 м, в контакте с осадочными породами находится афанитовая зона закалки мощностью в несколько сантиметров, которая последовательно сменяется по направлению к центру миндалекаменными порфиритами, мощностью около 10 см, далее диабазовыми порфиритами, постепенно увеличивающимися размер зерна основной массы и на удалении от кровли в 90 см сменяющимися мелкозернистыми габбро-диабазами с размером зерна около 1 мм, величина которого остается без изменения вплоть до центральной части силла. На ряде микроразрезов (фиг. 3) показаны структурные изменения в породах силла в направлении от центральной части интрузии к кровле.

Мелкозернистый габбро-диабаз, слагающий большую часть Бодракского силла, представляет мелко-равномернозернистую породу, состоящую из зонального основного плагиоклаза, авгита, бурой роговой обманки и псевдоморфоз талька; второстепенные минералы представлены биотитом, апатитом, магнетитом, ильменитом, пиритом и халькопиритом. Структура породы характеризуется четким идиоморфизмом плагиоклаза по отношению ко всем темноцветным минералам за исключением псевдоморфоз талька.

Оптические константы темноцветных минералов из зоны габбро-диабазы и других зон в обобщающей графической форме приведены на

фиг. 4. Относительно плагиоклаза следует указать, что он характеризуется зональным строением непрерывного характера с резким изменением состава в ядре от № 100 до № 84, на периферии падает до № 53—48, валовый состав отвечает битовниту. В целом свойства плагиоклаза во всех участках силла одинаковы.

Бесцветный тальк нацело замещает темноцветный минерал, по всей видимости оливин и, возможно, ромбический пироксен. Светопреломление талька: $N_g = 1,578$, $N_p = 1,537$.



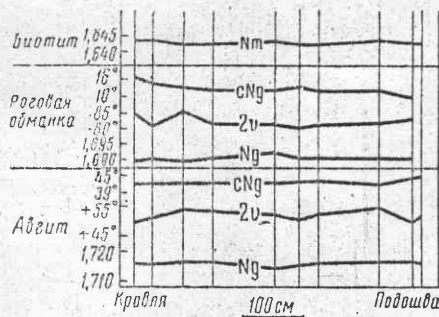
Фиг. 3. Зарисовки шлифов пород из различных участков силла в истоках р. Бодрак. Свет проходящий, увеличение 15

1 — верхний контакт силла с алевритом, в афаните все микровкрапления псевдоморфизованы; 2 — диабазовый порфирит в 20 см от верхнего контакта; 3 — мелкозернистый габбро-диабаз в 150 см от верхнего контакта, относительно крупные псевдоморфозы талька (левый нижний квадрант) придает породе некоторую порфирированность; 4 — гидротермально измененный габбро-диабаз в 250 см от верхнего контакта

По особенностям химизма порода силла занимает промежуточное положение между основными и ультраосновными породами и не отвечает в точности ни одному из средних типов изверженных пород Р. Дэли. Ближе всего она к оливиновому диабазу и габбро, но отличается повышенным содержанием темноцветных минералов (σ) и пониженным щелочных полевых шпатов ($a=3,9$) при резком преобладании натрия над калием ($n=96$).

Для выяснения вопроса о наличии или отсутствии явлений дифференциации в бодракском силле целесообразно обратиться к оптическим свойствам породообразующих минералов — роговой обманки и биотита, совершенно не затронутых постмагматическими процессами, и авгиту, который хотя в отдельных случаях в большей или меньшей мере хлоритизирован, но в сохранившейся части обладает обычными свойствами. Использование плагиоклаза для этой цели затруднено, так как совместно находящиеся кристаллы значительно различаются по составу ядерных и краевых частей, что, вероятно, отражает длительное появление центров кристаллизации и одновременное окончание роста разных кристаллов.

Графики, построенные по оптическим константам (фиг. 4), имеют вид очень слабо изломанных линий, которые по существу должны рассматриваться как прямые, учитывая точность определения констант,



Фиг. 4. Оптические свойства фемических минералов — расстояние от контакта для силла габбро-диабаз в истоках р. Бодрак

поэтому можно говорить о постоянстве оптических свойств всех феррических минералов и их химического состава по всей мощности силлы.

Таким образом, бодракский силл представляет собой простую однородную интрузию, по всей мощности состоящую из минералов постоянного состава.

Характеризуя в целом петрографический состав силлов, следует отметить, что значительная часть их состоит из сильно разложенных пород диабазового облика, в которых наиболее устойчивым минералом является плагиоклаз, сохраняющийся дольше других минералов, но в некоторых случаях нацело альбитизирующийся. Хлоритизацию, кальцитизацию и альбитизацию габбро-диабазов, придающих силлам «разложенный облик», нельзя, конечно, связывать с участием интрузий в складчатых деформациях, так как глинистый материал вмещающих осадочных пород, наиболее восприимчивый к метаморфизму, совершенно не изменен. Минералогические преобразования представляют результат аутометаморфического процесса, интенсивность которого зависела, по-видимому, от различий в глубине формирования силлов и их мощности.

Хотя отдельные силлы формировались, вероятно, на разных глубинах, несомненно, что они возникли на небольших расстояниях от поверхности, в условиях силлово-лакколитовой фации (2). Петрографически это доказывается: 1) резко выраженными структурно-текстурными различиями пород по мощности силлов, с первичным нахождением в эндоконтакте вулканического стекла; 2) наличием газовых пустот в приконтактных частях интрузий; 3) темпоцветными минералами, часто находящимися в реакционных отношениях; 4) резко выраженным зональным строением плагиоклаза непрерывного характера, различием в составе ядра и края кристаллов на 37% содержания анортита; 5) очень слабым контактовым метаморфизмом.

Магма, давшая силлы, обладала высокой подвижностью, о чем свидетельствуют: однообразный характер линейной ориентировки вкрапленников как в эндоконтакте, так и в удалении от него; отсутствие складок волочения в эндоконтакте пластовых интрузий; постепенный переход между закаленными и внутренними частями силлов; во вмещающих породах вблизи контакта отсутствуют так называемые «бугорчатые» брекчии (16).

Учитывая, что доскладчатые оталькованные силлы габбро-диабазов характеризуются составом, промежуточным между основными и ультраосновными породами, а в тектоно-магматическом цикле Крымской геосинклинали они являются наиболее ранним образованием, эти силлы можно рассматривать как своеобразное проявление офиолитового вулканизма.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гоньшакова В. И. Некоторые особенности размещения и механизма внедрения трапповых интрузий в юго-восточной части Сибирской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8, 1958.
2. Кузнецов Ю. А. Фации магматических пород. В кн. «Вопросы геологии Азии», т. 2. Изд-во АН СССР, 1955.
3. Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 161, 1955.
4. Левинсон-Лессинг Ф. Ю., Гинзберг А. С. и Дилакторский Н. Л. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Восточной Сибири. Изд-во АН СССР, 1932.
5. Логвиненко Н. В., Карпова Г. В., Шандыба К. Г., Шапошников Д. П. О типах терригенного флиша в таурической формации Крыма. Докл. АН СССР, т. 121, № 3, 1958.
6. Милановский Е. Е. Плиоценовый лакколлит в бассейне р. Кыртык. Вест. Моск. ун-та, сер. биол., № 3, 1957.

7. Муратов М. В. Верхнеюрский вулканизм в Крыму и сравнение его с вулканизмом Грузии. Сб. тр. Геол. ин-та АН ГрузССР, 1959.
8. Муратов М. В. О стратиграфии триасовых и нижнеюрских отложений Крыма. Изв. высш. учеб. завед. Геол. и развед., № 11, 1959.
9. Полканов А. А. Геология халландия — ютландия Балтийского щита и проблема докембрийского перерыва. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
10. Равич М. Г. и Чайка Л. А. Дифференцированная интрузия трапповой формации Таймырской складчатой области. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1956.
11. Романовский Г. Геологический очерк Таврической губернии и обзор Крымского полуострова относительно условия для артезианских колодцев. Горный ж., ч. 3, 1867.
12. Свидецкий-Кардон Е. О влиянии вмещающих пород на распределение элементов в магматитах. В кн. «Геохимия редких элементов». Изд-во АН СССР, 1959.
13. Сократов Г. И. К вопросу об установлении в складчатых областях интрузий, предшествовавших складчатости. Зап. Ленингр. горн. ин-та, т. 22, 1948.
14. Усов М. А. Трапповые формации Кузбасса. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
15. Уокер Ф. и Польдерваарт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. В кн. «Геология и петрография трапповых формаций», Изд-во ин. лит., 1950.
16. Tweto O. Form and structure of sills near Pando, Colorado. Bull. Geol. Soc. America, vol. 62, No. 5, 1951.

Институт минеральных ресурсов АН УССР,
г. Симферополь

Статья поступила в Редакцию
3 июня 1960 г.