

ного чехла Горного Крыма, предшествовал длительный период размыва и орогенных движений, в результате чего базальные слои мела (готеривский ярус) залегают на глубоко эродированной поверхности складчатого киммерийского основания.

2. Наступление моря в готеривском веке произошло достаточно быстро, а гидродинамический режим бассейна характеризовался высокой активностью. В результате фундамент (плитик) готеривских отложений **неровный**, а глинистая фракция древней коры выветривания удалена (вымыта). Наблюдаются остатки «концентрата» коры выветривания в ловушках древнего рельефа.

3. Породы готеривского яруса накопились в условиях неглубокого моря, где участками формировались органогенные постройки — биостромы, а местами существовали углубления типа каналов-промоин и подводных русел **века**, приносивших с суши обломочный песчано-галечный материал.

4. Картирование палеорусел и других депрессий поверхности под готеривскими отложениями, что возможно с применением геофизических методов, позволило бы установить участки, перспективные для поисков скоплений тяжелых минералов — древних морских россыпей. Иными словами, следовало бы провести картирование поверхности доготеривского основания и выделить на ней отрицательные формы рельефа типа депрессий, промоин и тому подобное, на которых и сосредоточить в дальнейшем поисковые работы.

5. Другими поисковыми критериями для выделения перспективных участков является обилие в доготеривском плитике магматических тел. Установлено, что тела вулканитов, дайки и штоки различных интрузивных тел (от основного до кислого состава) являлись источником минералов типа магнетита, ильменита, циркона и других, местами образующих скопления во впадинах древнего рельефа. Задача заключается в том, чтобы выявить (в частности, с помощью магнитной съемки) участки, изобилующие такими телами под готеривской толщей, и производить поиски россыпей во впадинах древнего рельефа на таких участках. Должны быть проведены также детальные литолого-фациальные исследования готеривских отложений, что может способствовать выделению фациальных зон, благоприятных для формирования морских россыпей.

УДК 551.43

И. В. СОЛОВЬЕВ, *мл. науч. сотр.*

#### **БАЙОССКАЯ ВУЛКАНОСТРУКТУРА м. ФИОЛЕНТ (ЮГО-ЗАПАДНЫЙ КРЫМ)**

На крайнем юго-западе Крымского полуострова между Севастополем и Балаклавой находится м. Фиолент. Вулканогенные образования здесь обнажаются в отвесных, труднодоступных береговых обрывах узкой полосой длиной до 6 км, начиная

от балки Мраморная восточнее м. Фиолент. Интерес к их изучению обусловлен довольно большими (по масштабам Крыма) размерами вулканоструктуры, что при хорошей обнаженности дает возможность детально проследить некоторые характерные особенности тектономагматического процесса в Крыму. Магматизму м. Фиолент посвятили свои работы А. Е. Лагорио, А. К. Мейстер, Н. Н. Торсуев и некоторые другие геологи. Н. Н. Торсуев [4] разделил вулканогенные образования м. Фио-

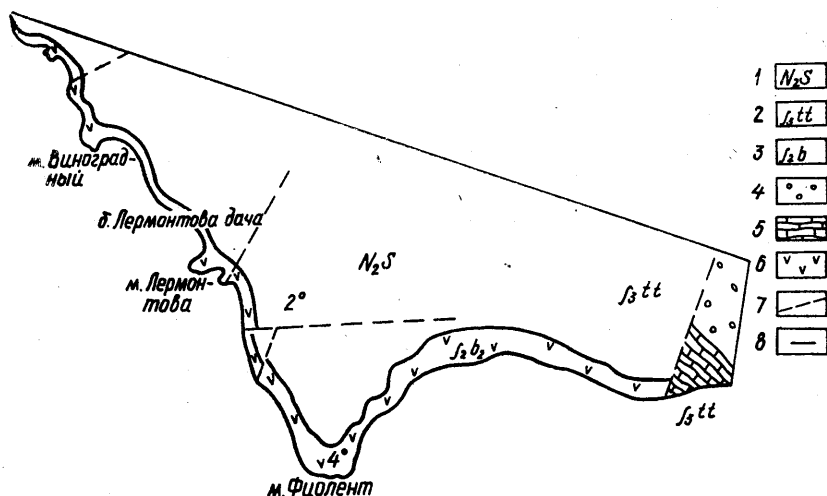


Рис. 1. Схема распространения вулканогенных образований м. Фиолент. Масштаб 1 : 25 000. Условные обозначения:

1 — отложения сарматского яруса; 2 — отложения титонского яруса; 3 — отложения байосского яруса; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — вулканогенные образования; 7 — разрывные нарушения; 8 — элементы залегания

лент на мелафиры и кератофиры, образующие соответственно первый и второй циклы извержений, привел петрографические описания и результаты нескольких химических анализов. В последнее время вулканитам м. Фиолент были посвящены работы [1, 3], в которых описаны петрографические типы вулканитов (спилиты, микродиабазовые порфириты, плагиоклазовые порфириты, андезито-дациты, дациты и плагиориолиты), указано на их сходство с породами Карадага и металлогеническое значение.

Вулканогенная толща м. Фиолент (рис. 1) приурочена к северо-западному крылу Качинского антиклинория [2]. На востоке она срезана крупным тектоническим нарушением — георгиевским разломом, проходящим через балку Мраморная, по которому вулканиты контактируют с титонскими известняками. На всем своем протяжении толща несогласно перекрыта неогеновыми оолитовыми известняками и в 3 км западнее м. Фиолент уходит под них. Далее на северо-запад вулканиты

не обнаружены, восточнее же балки Мраморная они появляются только за м. Сарыч.

В разрезах вулканогенной толщи м. Фиолент стратифицированные (т. е. нормально пластующиеся) образования резко преобладают над нестратифицированными. В свою очередь среди нормально пластующихся подавляющее большинство принадлежит лавовым потокам. Вулканогенные

образования ассоциации покровы имеют на всем протяжении полосы выходов довольно выдержанную мощность и устойчивые элементы залегания (азимут падения СВ  $35^\circ \angle 4^\circ$ ).

Видимый разрез вулканогенной толщи (на юго-запад от м. Фиолент) снизу вверх следующий (фрагмент разреза представлен на рис. 2, а):

I. *Агломератовые туфы спилитового состава* мощностью до 2,5 м (в 120 м к юго-западу от м. Лермонтова у самого берега моря). Туфы светло-зеленого цвета, сильно измененные, трещиноватые, местами вдоль разрывов преобразованы в тектоническую брекчию, интенсивно карбонатизированы. Обломки неправильной, угловатой формы размером от 1...2 до 10...12 мм представлены в большинстве спилитами серо-зеленого

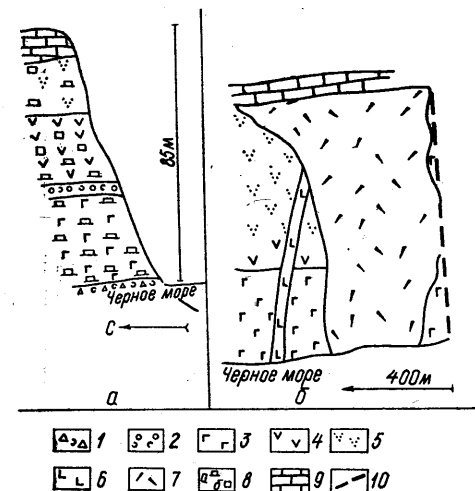


Рис. 2. Разрез (а) вулканогенной толщи м. Фиолент (б. Лермонтова Дача) и экструзия (б) риолито-дацитов (250 м восточнее м. Фиолент). Условные обозначения:

1 — агломератовые туфы; 2 — бомбовые туфы; 3 — лавы спилитов и микродиабазовых порфиритов; 4 — лавы андезито-базальтовых порфиритов; 5 — лавы кераатофиров; 6 — дайка габбро-диоритов; 7 — экструзия риолито-дацитов; 8 — строение лавовых потоков (а — подушечное, б — глыбовое); 9 — неогеновые оолитовые известняки; 10 — линия георгиевского разлома

цвета, реже встречаются микродиабазовые порфириты и андезито-базальтовые порфириты. В тектонической зоне встречаются обломки габбро-диоритов и риолито-дацитов. Цемент представлен карбонатно-хлоритовым веществом. Аналогичные небольшой мощности и быстро выклинивающиеся пачки туфов встречены восточнее м. Лермонтова — у скалы Крест.

II. *Подушечная лава спилитов* мощностью до 35 м. Подушки имеют разнообразную форму — от караваяв, лепешек, валов, узлов размером от 0,5...1,5 до 2,5 м в поперечнике в нижней части разреза до «шаров» более правильной, изометричной формы размером 0,3...0,5 м в его верхней части. Спилиты представляют собой тонкокристаллические породы зеленого, серо-зеленого цвета афирового строения, состоящие из вкрап-

ленников альбита и пироксена (большой частью псевдоморфизованного), заключенных в основную массу из лейст плагиоклаза (альбит), хлорита, кальцита и зернышек рудного минерала. Часто наблюдается замещение альбита зеленоватым хлоритом. Пироксен почти полностью замещен кальцитом, и его содержание значительно меньше содержания плагиоклаза.

Подушки плоской и вогнутой стороной ориентированы строго в соответствии с залеганием потоков. Межподушечное пространство чаще всего заполнено туфовым материалом, в большей степени хлоритизированным и карбонатизированным, чем окремненным и ороговикованным. Благодаря наличию поверхностей «пахозхоэ» на кровле лавовых потоков, последние отчетливо разделяются в почти однородном разрезе. В средних и верхних частях отдельных потоков массивные сплиты сменяются миндалекаменными, которые имеют более свежий облик, размер подушечных тел гораздо меньше (0,5... 1 м в диаметре), а форма их более изометричная. Верхние части потока характеризуются появлением зональных подушечных обособлений. Зональность подушечных тел выражается в последовательной смене от периферии к центру следующих оболочек:

- 1) стекловатая «корочка» закалки мощностью 1... 3 мм;
- 2) стекловатая зона с крупными (до 5... 8 мм) миндалинами большей частью лепешковидной формы. Миндалины уплощенной стороной ориентированы параллельно контуру подушки. Они возникли, вероятно, уже после образования подушечных тел в процессе остывания последних. Миндалины часто имеют зональное строение, выражающееся в последовательной смене от периферии к центру халцедона хлоритом;
- 3) зона стекловатая, практически лишенная миндалин. Редко встречающиеся миндалины имеют размер до 2 мм, изометричную округлую форму и заполнены кальцитом;
- 4) зона хорошо раскристаллизованная, содержащая миндалины удлиненной каплевидной формы, которые ориентированы перпендикулярно плоскости охлаждения и утолщением направлены к периферии. Такие миндалины, вероятно, образовались из пор горячего лавового потока во время его течения до возникновения подушечных тел. Миндалины заполнены в большинстве своем халцедоном и редко кальцитом, размер миндалин 2... 3 мм;
- 5) центральное, хорошо раскристаллизованное, почти лишенное миндалин ядро.

Верхние части потоков описываемой толщи составляют мелкоподушечные лавы микродиабазовых порфиритов. Микродиабазовые порфириты характеризуются тем, что основная масса в незначительной степени подверглась вторичным изменениям (хлоритизация, альбитизация), а вкрапленники же основного плагиоклаза большей частью альбитизированы. Это серо-зеленые породы с ясно различимыми зернами плагиоклаза. Лавы имеют довольно большое количество миндалин, заполненных

халцедоном, кальцитом, хлоритом. Межподушечное пространство занимает минимальный объем и заполнено продуктами выветривания самих подушек либо их обломками, заключенными в хлоритовую основную массу.

Лавовые потоки зонального строения, сходного состава перекрывают друг друга, создавая впечатление единой толщи, однако по форме, размерам подушек, характеру заполнения межподушечного пространства, **форме**, составу и ориентировке миндалин, наличию часто хорошо выраженной поверхности «пахозхоз» четко устанавливается их приуроченность к расположенным цепочкой вдоль побережья локальным центрам извержений.

III. *Бомбово-лапиллиевые туфы* мощностью до 3 м (300 м юго-восточнее м. Лермонтова). Так же, как и пачка агломератовых туфов, описанных в основании разреза, этот горизонт имеет весьма локальное распространение и выклинивается на юго-западе в 120 м, а на востоке площадь его распространения и того меньше. Бомбы имеют размеры от 20 ... 30 до 50 ... 60 см в поперечнике. Их форма довольно разнообразная — от угловатых, валикообразных, лепешковидных до хорошо окатанных, округлых. Лапилли размером 1 ... 2 см имеют шарообразную форму. Бомбовые туфы резко преобладают. Состав бомб и лапилли довольно однородный — это спилиты, спилитовые порфиры и диабазовые порфиры. «Межбомбовые заполнения» практически отсутствуют, лишь иногда наблюдаются мелкие обломки спилитов, заключенные в хлорит-карбонатную, реже кремнистую, туфовую или аргиллитовую основную массу.

IV. *Андезито-базальтовые порфиры и кератофиры* мощностью в среднем 40 м. Наблюдаются незначительные колебания мощности в зависимости от расстояния до центров излияний.

В основании пачки находится зональный лавовый поток мощностью 25 м андезито-базальтовых порфиритов, в строении которого принимают участие подушечные, глыбовые и массивные лавы, причем последние резко преобладают.

Андезито-базальтовые порфиры представляют собой темно-серые породы с отчетливо заметными вкрапленниками плагиоклаза и пироксена. Плагиоклаз довольно свежий и представлен лабрадором и битовнитом. Пироксен чаще всего авгит, реже бронзит. Основная масса хлоритизирована и ожелезнена, имеет крипстокристаллическую структуру, состоит из микролитов плагиоклаза, пироксена, рудного минерала и очень незначительного количества стекла. Плагиоклазы часто сосюритизированы. Отмечается также эпидотизация темноцветных минералов.

Нижняя часть потока характеризуется плохо выраженным подушечным строением. Подушки имеют небольшие размеры 0,5 ... 1 м и неправильную, часто даже угловатую форму. Межподушечное пространство заполнено ороговикованной аргиллитовой массой с обломками андезито-базальтовых порфиритов.

Миндалины практически отсутствуют. Выше по разрезу наблюдается постепенный переход подушечной лавы в глыбовую. Глыбы имеют форму, приближающуюся к кубической, и размеры 1 ... 1,5 м в то время, как в переходной от подушек зоне их размер редко превышает 0,5 м. Лавы здесь более свежие, чем в низах потока. Миндалины встречаются довольно редко. Структура основной массы приближается к гиалопилитовой, иногда микропойкилитовой. Еще выше по разрезу глыбовые лавы постепенно сменяются массивными. Массивные лавы разбиты системой ортогональных трещин на крупные блоки 1,5 ... 2 м в поперечнике. Количество миндалин заметно увеличивается. Миндалины заполнены халцедоном, имеют однородное строение, размеры до 1 см и каплевидную форму. Количество и размеры миндалин увеличиваются снизу вверх, ориентированы они перпендикулярно поверхности потока и расширяющейся частью направлены в сторону кровли.

Верхняя часть потока мощностью до 1 м характеризуется сильным ожелезнением лав, а также опацизацией темноцветов.

Другой крупный лавовый поток представлен кератофирами. Мощность потока в среднем на всем протяжении вулканогенной пачки выдержана в пределах 15 м. Это породы лилового, фиолетового цвета, большей частью сильно выветрелые. Основная масса чаще всего микропойкилитовая, вкрапленники представлены альбитом (15 %) и авгитом (1 %), присутствует также рудный минерал (1 ... 1,5 %). Миндалины почти полностью отсутствуют. Снизу вверх наблюдается изменение структуры потока от подушечной к глыбовой. Подушки размером 0,5 ... 0,7 м имеют округлую, изометричную либо овальную форму. Межподушечное пространство заполнено ороговикоманной аргиллитовой массой и развито довольно слабо.

С образованиями ассоциации покрова тесно связаны нестратифицированные тела, среди которых рассматриваются экструзии и интрузии.

В 250 м восточнее м. Фиолент стратифицированные вулканогенные образования прорваны экструзивным телом риолито-дацитового состава мощностью около 300 м (рис. 2, б). Строение и морфология экструзии довольно просты. На всем своем протяжении тело имеет четко выраженный горячий контакт с потоками спилитов, кератофиров. Экзоконтакт имеет небольшую (до 20 см) мощность и выражается в развитии ороговикоманья, закалки вмещающих пород. Эндоконтакт выражен слабо. Западный контакт круто под углом 80 ... 85° падает на юго-восток (300°). Восточный же контакт прерывист, местами срезан георгиевским разломом, и четко проследить его не удалось, но он также почти вертикален. В верхней части разреза вулканогенной толщи риолито-дациты имеют залегание, приближающееся к согласному с лавами кератофиров, и перекрывают последние.

Риолито-дациты — породы светло-коричневого, буроватого, почти белого цвета, практически лишены темноцветов (лишь очень редко встречаются пироксены). Хорошо заметна плейчатая структура породы, часто риолито-дациты массивны. Под микроскопом различаются небольшого размера вкрапленники альбита и калиевого полевого шпата. Основная масса состоит из мелких зернышек кварца. Иногда наблюдается флюидалность, причем удлиненные кристаллы альбита ориентированы параллельно контакту. Это особенно заметно в верху разреза, где риолито-дациты залегают субсогласно с лавами.

Среди интрузивных образований выделяются куполовидные интрузии и линейные дайки. Куполовидные интрузии (их обнаружено 12) имеют размеры от 2...3 (м. Лермонтова) до 5...8 м (м. Виноградный), даже 17...18 и 25...30 м (б. Лермонтова Дача, скала Крест, м. Фиолент) в поперечнике, эллипсоидальную, часто грушевидную форму. Заключены куполовидные интрузии в лавовой толще. Характерная особенность куполовидных интрузий — их радиально-лучистое столбчатое строение. Столбы имеют форму параллелепипеда, длину от 1 до 5...6 м и толщину от 0,3...0,5 и до 1 м. Благодаря такому строению, четко реконструируется форма тел, поскольку столбы ориентированы перпендикулярно плоскости охлаждения. Сами же интрузии располагаются либо перпендикулярно лавовым потокам, либо слегка наклонены в сторону их падения. Часть из них представлена микродиабазовыми порфиритами (м. Лермонтова, м. Фиолент), а часть — кератофирами (б. Лермонтова Дача, м. Виноградный, скала Крест). Отмечаются четко выраженная связь куполовидных интрузий по вещественному составу с лавами и увеличение мощности лавовых потоков при приближении к ним. Аналогичные тела встречаются и на Карадаге (скалы Чертов Камин, Иван Разбойник, Кузьмичев Камень, Лев и др.). Интрузии микродиабазовых порфиров приурочены к разломам юго-западного и субширотного простирания (можно предположить, что они являлись подводными каналами спилитовых лавовых потоков). Интрузии кератофиров находятся в узлах пересечения разломов от субширотного и северо-восточного до субмеридионального простирания. Связь порфиров и спилитов косвенно указывает на вторичную природу альбитизации вулканитов в подводных условиях.

Дайки линейного типа представлены в описываемом районе диабазовыми порфиритами и габбро-диоритами. Одна такая дайка диабазовых порфиров мощностью 1,5...2 м с простиранием  $105^\circ$  на юго-восток протягивается от м. Виноградный через м. Экструзивный в б. Лермонтова Дача. Дайка имеет четкие горячие контакты со спилитовыми лавовыми потоками. Мощность ее изменяется незначительно. Дайка отличается неровной бугристой поверхностью и по своим морфологическим особенностям сходна с аналогичными образованиями хр. Маг-

нитный на Карадаге. В 100 м на запад от м. Экструзивный обнажается дайка того же состава мощностью 10 ... 12 м, контакт которой имеет простираание 100° на юго-запад, угол падения 49°. Она прорывает не только лавовую толщу спилитов, но и куполовидное тело м. Экструзивный. Восточнее м. Фиолент, вблизи риолито-дацитов экструзии, прослежена дайка габбро-диоритов мощностью до 5 м юго-западного простираания, рвущая лавы кератофиров. Дайка срезана телом экструзии. Следует указать еще и на ряд маломощных линейных даек диоритов, прорывающих лавовую толщу в районе б. Лермонтова Дача, м. Фиолентит и др. Эти дайки имеют мощность в среднем 1 м.

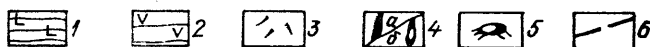
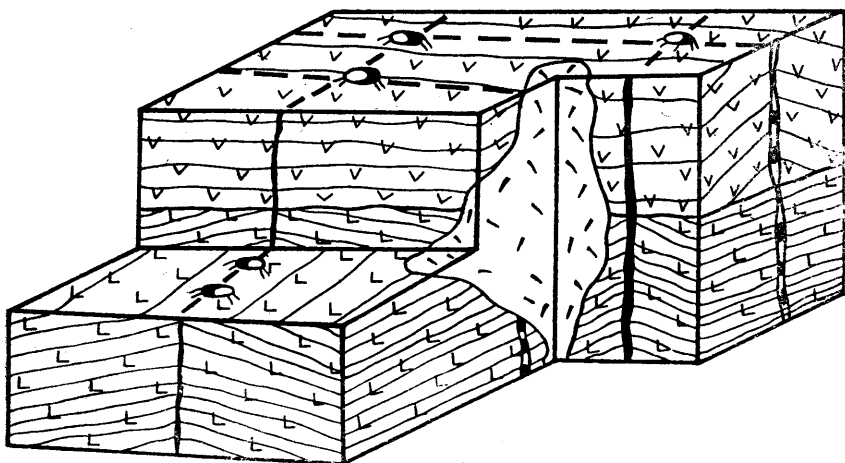


Рис. 3. Ретрогенетическая модель позднебайосского щитового вулкана м. Фиолент. Условные обозначения:

1 — потоки спилитов и андезито-базальтовых порфиритов; 2 — потоки кератофиров; 3 — экструзия риолито-дацитов; 4 — линейные дайки (а — диабазов и диабазовых порфиритов, б — диоритов); 5 — локальные жерла; 6 — разрывные нарушения

Характерной их особенностью является то, что они приурочены к разломам субмеридионального и север-северо-восточного направления.

На основании анализа структурных особенностей вулканогенной толщи м. Фиолент можно восстановить не только древнюю вулканоструктуру, но и сам процесс ее формирования. Основные черты вулканического процесса здесь следующие. Вулканизм носил спокойный характер. Из жерловин, вытянутых в цепочки субширотного простираания, в условиях мелководья изливались лавы основного состава (спилиты, ан-



дезито-базальтовые порфиры). Возможно формирование последних уже в наземных условиях с извержением небольшого количества пирокластического материала. В дальнейшем через вновь сформированные локальные жерла, приуроченные к зонам пересечения разломов субширотного и северо-восточного простирания, изливалась лава уже более кислого состава (кератофиры), причем подводные условия излияний время от времени сменялись наземными (об этом говорит сильное ожелезнение лав, опацизация темноцветов). Такая существенно лавовая толща была пронизана системой линейных даек субширотного простирания преимущественно основного состава (микродиабазовые порфиры, габбро-диориты), а также субмеридионального и северо-северо-восточного простирания и более кислого состава. Этот этап вулканизма, в результате которого возникла вулканоструктура типа щитового вулкана (рис. 3), и зафиксирован в обнажениях м. Фиолент.

Уже в развитии щитового вулкана проявилась тенденция к некоторому подкислению продуктов извержений. Эта тенденция в дальнейшем выразилась в формировании сложной лаво-пирокластической постройки типа стратовулкана из продуктов среднего и кислого состава. Сделать этот вывод позволяет широкое развитие, судя по материалам бурения, указанных пород на территории Гераклейского плато [1].

Вулканоструктура м. Фиолент, в отличие от карадагской, форосской, меласской, подвергалась тектоническим перестройкам в гораздо меньшей степени, и тем не менее ни в скважинах, ни в обнажениях не встречены контакты с вмещающими отложениями. Поэтому байосский возраст вулканитов устанавливается лишь по косвенным признакам — вещественный состав, структурные формы вулканитов, общая схема развития вулканизма аналогичны Карадагу, где вулканогенные образования охарактеризованы [2] позднебайосскими биофоссилиями.

1. *Борисенко Л. С., Полтораков Г. И., Тихоненкова Е. Г., Пивоваров С. В.* О полиметаллическом оруденении, связанном с фельзит-порфирами м. Фиолент (Крым) // Тез. 3-го регион. петрограф. совещ. по Кавказу, Крыму, Кавказу, Кавказу. Тбилиси, 1978. С. 12—20. 2. *Лебединский В. И., Макаров Н. Н.* Вулканизм Горного Крыма. К., 1962. 208 с. 3. *Пивоваров С. В., Вильдяев Н. Н.* Среднеюрский вулканизм Гераклейского полуострова (юго-западный Крым) и связанное с ним оруденение // Тез. докл. 5-го Всесоюз. палеовулканол. симп. К., 1981. С. 165—166. 4. *Торсуев Н. Н.* К петрографии Крыма. Некоторые породы окрестностей Балаклавы и Георгиевского монастыря. Спб, 1915. Т. 23. С. 683—693.

Поступила в редколлегия 12.05.87

п - 1657

1-1-812

вып. 7

# ВЕСТНИК

Киевского университета

МИНИСТЕРСТВО  
ВЫСШЕГО  
И СРЕДНЕГО  
СПЕЦИАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ  
УССР

# ГЕОЛОГИЯ

ОСНОВАН В 1958 г.

ОТДЕЛЕНИЕ  
ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ  
Библиотека по естественным  
наукам АН СССР

ВЫПУСК **7**

КИЕВ  
ИЗДАТЕЛЬСТВО ПРИ КИЕВСКОМ  
ГОСУДАРСТВЕННОМ УНИВЕРСИТЕТЕ  
ИЗДАТЕЛЬСКОГО ОБЪЕДИНЕНИЯ  
«ВЫЩА ШКОЛА»  
1988