

25
2 11/19
См. 25/21
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ.

Comité Géologique.

МАТЕРИАЛЫ
ПО ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ.

Выпуск 69.

MATÉRIAUX
POUR LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE ET APPLIQUÉE.

Livraison 69.

В. Н. Лодочников.

**К петрологии Воронежской Кристаллической
Глыбы Русской Платформы.**

С 9 таблицами.

W. N. Lodochnikow.

**On the Petrology of the Voronezh Cristalline Block
of the Russian Plateau.**

With 9 plates.

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.
ЛЕНИНГРАД.
1927.

55	Слодоуков В.	
2	Кнезповоци	
№69	Ворожене. Кув.	
Уездн.	ст.	
100л		2700/3
		34
		8

1413

Геологический Комитет.

Comité Géologique.

МАТЕРИАЛЫ

MATÉRIAUX

ПО ОБЩЕЙ И ПРИКЛАДНОЙ ГЕОЛОГИИ.

POUR LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE ET APPLIQUÉE.

Выпуск 69.

Livraison 69.

В. Н. Лодочников.

К петрологии Воронежской Кристаллической
Глыбы Русской Платформы.

С 9 таблицами.

W. N. Lodochnikow.

On the Petrology of the Voronezh Cristalline Block
of the Russian Plateau.

With 9 plaies.

ИЗДАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО КОМИТЕТА.

ЛЕНИНГРАД.

1927.

1938
ПРОВЕРЕНО

~~ИЗДАТЕЛЬСТВО
ГЕОЛ. КОМИТЕТА
С. ПЕТЕРБУРГ
И. К. Т. Е.~~
2/60/3
3/1

35
72
160



СССР. ПУБЛИЧНАЯ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКАЯ
БИБЛИОТЕКА СССР

3103 $\frac{5}{59}$ $\frac{H}{2970}$
N69

Напечатано по распоряжению Директора Геологического Комитета.

Ответственный Редактор
Ученый Секретарь: М. М. Тетяев.

Ленинградский Гублит № 40285. Геол. Ком № 11. Тираж 1.600 экз. Объем 3 1/8 печ. листа.
Тип. Финотдела Ленинградского Губисполкома, кан. Грибоедова, 30/32. Зак. № 937. 6-27.

Творцу
изящнейшего обобщения
в динамике геологической истории
Русской Платформы

Александру Петровичу
Карпинскому
посвящает свою работу
Автор.



К петрологии Воронежской Кристаллической Глыбы Русской Платформы.

В. Н. Лодочников.

(On the Petrology of the Voronezh Crystalline Block of the Russian
Plateau. By W. N. Lodochnikow.)

ПРЕДИСЛОВИЕ.

Материалом для настоящей работы послужили полевые исследования, произведенные, на основании постановления Научного Совета Геологического Комитета, в августе 1921 года. Непосредственной целью исследований было петрологическое изучение известных выходов кристаллических пород в Воронежской губернии и установление возраста этих пород. Выполнение этой задачи должно было привести к заключениям относительно возможности нахождения рудных залежей в связи с этими кристаллическими породами. Так как Воронежская Кристаллическая Глыба представляет собою, как показывает предлагаемая работа, действительно интегральную часть Русской Кристаллической Платформы, то возможное нахождение в этой части последней железорудных залежей, имея в виду Криворожские и Курские месторождения, столь же вероятно, как и в Украинской Кристаллической Полосе. Связь и, следовательно, сопоставление с Уральскими месторождениями исключается.

Полевые исследования производились при весьма неблагоприятных внешних обстоятельствах. Не говоря уже о прочем, средств, отпущенных на работу, было весьма мало, так что в середине работы я был вынужден отказаться от помощи одного из коллекторов—в виду неизвестности условий работы пришлось пригласить уже в Ленинграде двух студентов, которые бы заменяли и коллекторов и рабочих,—и только благодаря этому, с трудом удалось доехать до Москвы, исполнив задание, но исчерпав буквально все и денежные, и годные к реализации материальные средства партии. Этому помогло еще и то обстоятельство, что, благодаря распоряжению военной власти г. Павловска, я не получил возможности проехать к Свиноухинскому выходу кварцевых диоритов.

Нечего и говорить, что только исключительная исполнительность и преданность делу моих помощников, студентов Ленинградского Горного Института, ныне покойного С. М. Журавского и Е. М. Иванова, не отказывавшихся от работы в полуголодном состоянии, помогли мне исполнить работу. К великому сожалению, только второму из них я могу теперь выразить свою искреннюю признательность и сердечную благодарность *).

В. Лодочников.

Ленинград. Геологический Комитет.
22 марта 1926 года.

*) При чтении работы на цифровые примечания можно—без надобности—не обращать внимания (здесь всюду только ссылки на литературу). Дополнения к тексту встречаются только (и всегда) в примечаниях, обозначенных звездочками.

Ч А С Т Ь I.

ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ.

Глава I. Выход у Русской Буйловки.

Литературные сведения. Гранитный выход у сел. Русская Буйловка на левом берегу Дона был впервые ¹⁾ отмечен в 1862 г. Михалевичем ²⁾, а первое более или менее подробное описание его дал в 1872 г. Н. Барбот-де-Марни ³⁾, сопоставивший тогда же воронежские граниты с южно-русскими. В более поздних работах геологов, посещавших это месторождение, ничего существенно нового по сравнению с данными Н. Барбот-де-Марни не указывается. Сюда относятся работы И. Леваковского ⁴⁾ (1873 г.), Ф. М. Женжуриста ⁵⁾ (1885 г.), А. А. Штукенберга ⁶⁾ (1894 г.), отметившего некоторое сходство гранитов из Павловска с рапакви ⁶⁾, М. М. Васильевского ⁷⁾ (1910 г.) и В. Н. Крестовникова ⁸⁾ (1923 г.). Представляя интереснейший элемент в строении и составе земной коры на пространстве Европейской России, воронежские граниты всегда обращали на себя внимание геологов: уже в 1879 г. упоминание об этих гранитах мы находим в учебнике А. Карпинского ⁹⁾, а в 1882 г. тот же автор ¹⁰⁾ указывает впервые на значение этих выходов для геологии России, и с тех пор нет, и не может быть, ни одной серьезной работы в этой области, где бы так или иначе не выдвигался факт нахождения выходов гранита по среднему течению р. Дона.

Местонахождение и геологическая обстановка. Гранитный выход находится на левом пониженном берегу р. Дона в сравнительно широкой заливной долине, верстах в 12 к югу от города Павловска, у селения Русская Буйловка (см. табл. I, рис. I, точка 1). Месторождение расположено в направлении SW—79° от церкви селения, образуя низкий плоский купол на опушке леса в 290 м. от берега реки. Длина

¹⁾ Памятник книжки Воронежской губ. за 1861 г., где находится упоминание о гранитах у Новокаменки (Н. С. Тарачков); я не мог достать.

²⁾ Материалы для географии и статистики России. Воронежская губерния. СПб. 1862 г., стр. 88.

³⁾ Записки Имп. СПб. Минерал. Общ., ч. VII, СПб., 1872 г., стр. 226—227.

⁴⁾ Труды Общ. Испытат. Природы при Харьковск. Унив., т. VII, 1873 г., стр. 160—161.

⁵⁾ То-же, т. XIX, 1885 г., стр. 66—67.

⁶⁾ Материалы для Геологии России, т. XVIII, СПб., 1894 г., стр. 50—51; стр. 20.

⁷⁾ Известия Геологического Комитета, т. XXIX, 1910 г., стр. 563.

⁸⁾ Труды ОКМА. Вып. V. Труды геологического отдела. Москва, 1924 г., стр. 189.

⁹⁾ Описание главнейших горных пород. Лекции. СПб., 1879 г., стр. 73.

¹⁰⁾ А. Карпинский. Замечания о характере дислокаций пород в южной половине Европейской России. Горный Журнал, 1883 г., т. 3, стр. 441—422.

выхода равна 90 м. (Барбот-де-Марни дает 30 саж., Женжурист—40 саж., Штукенберг и Крестовников по 80 м.), ширина около 38 м. (у первого автора 10 саж., у второго—15 саж., у третьего и четвертого по 30 м.) и высота над уровнем реки (3 августа 1921 г.) 9 м. (по барометру; у Крестовникова—когда?—5 м.), а над окружающей долиной около 4 м. (у 1-го—2 саж., 2-го—несколько более 2 саж. и 3-го—5 м.). О характере обнажения дает представление табл. I, рис. II, на котором заштрихованные части покрыты растительной землей, дресвой (точки) и частью лесом (лупки), возвышающимся над выходом и скрывающим от наблюдателя реку, представленную на рисунке у Барбот-де-Марни³⁾). Выход удлинен в направлении NNE—SSW 205° (у Барбот-де-Марни— $h. 1\frac{1}{2} = 202,5^\circ$) и окружен напосами: ни о каком контакте изверженной массы с окрестными меловыми, находящимися в обрывах правого берега, или третичными породами, образующими склоны долины левого берега, не может быть и речи. Больше того, в небольшом овражке, покрытом в бортах растительностью, а на дне на 8 м. ниже верхних точек гранитного выхода—водой и находящемся в 8,5 м. от западной окраины выхода, гранита уже не видно. Есть только в ближней к гранитному выходу стенке овражка большой обломок гранита⁴⁾).

Строение выхода гранитной массы. Куполообразная—т. е. с плоскими округленными контурами отдельных частей—форма выхода обусловлена сетью искривленных поверхностей отдельности, по которым отрывались отдельные глыбы породы при взрывных работах, производившихся здесь до войны при добыче гранита. Наиболее ясно и резко выраженные системы трещин можно отметить только две: одна очень ясная трещиноватость, разбивающая все месторождение на отдельные полосы и отчетливо обрисовывающаяся на табл. I, рис. II, вертикальна и идет в направлении SEE—NWW под довольно постоянными углами: $289^\circ, 290^\circ, 287^\circ, 286^\circ, 290^\circ, 285^\circ, 286^\circ, 286^\circ$, т. е. в среднем около $287 \pm 3^\circ$ (у Барбот-де-Марни NW—SE $h. 6—8\frac{1}{2}$, т. е. $270—307,5^\circ$): поперечно к этой системе направлена вторая, менее отчетливая и ясная, быстро прерывающаяся по простиранию и замечаемая только в немногих местах; падение ее также вертикальное, а простирание изменчивое, колеблющееся в среднем около $225^\circ (\pm 15—20^\circ)$ (у Барбот-де-Марни отмечается «менее явственная и менее постоянная», чем первая, трещиноватость с простиранием NE—SW $h. 2$, т. е. 210° и падением на SE под углом 28°). Первая система имеет всюду пустые трещины, вторая (225°) сечет вдоль по их простиранию пегматитовые жилы (см. табл. I, рис. II, №№ 5 и 7), совпадая таким образом с простиранием последних. Кроме этих двух систем, изредка с некоторым постоянством в направлении наблюдаются косые по отношению к первой.

³⁾ Ib., стр. 227.

⁴⁾ Поиски гранитных выходов в ближайших окрестностях ни к чему не привели. Местные жители также не знают никаких «кампой, выросших из земли», кроме описанных и настоящей работе.

системе трещины с простиранием 305° и падением на SW (ср. цифру $307,5^\circ$ у Барбот-де-Марпи).

В одном только месте выхода замечена на небольшом протяжении (табл. I, рис. II точка 15) полосчатая разность. Замерить—с убеждением в правильности полученных результатов—направление этой полосчатости не удалось: повидному, слоистость гораздо ближе к менее ясной отдельности, чем к главной (287°) трещиноватости гранитной массы.

Породы выхода и их взаимоотношения. С поверхности гранитный выход почти совершенно не тронут выветриванием, но большей же части покрыт тонкою пленкою моха и ила, являющихся, очевидно, в результате нахождения гранита под весенними водами, которые, по К. Кострову¹¹⁾, поднимаются у ст. Качалинской «свыше шести саженей над меженью», а в среднем на 3,3 саж. Для констатирования всех изменений в массе гранитного тела приходится, поэтому, опробовать молотком чуть ли не всю поверхность выхода, и довольно трудно наблюдать переходы от одной разности в другую.

Обычная, самая распространенная разность—так что все остальные разности составляют только ничтожно малую часть всей массы выхода—представлена (табл. I, рис. II, точки 1, 2, 4, 6, 8, 10, 11 и 12) светло-мяснорозовым, иногда с оранжевым оттенком, сениито-гранитом, в котором в массе соответствующего цвета полевых шпатов находится бесцветный, иногда сероватый кварц, в количестве явно меньшем, чем это обычно для гранитов; темноокрашенные минералы представлены главным образом зеленовато-черной роговой обманкой, образующей в подавляющем количестве случаев совершенно неправильные (см. табл. VII, фот. 1 и 2) зерна и скопления, и частью биотитом. Структура норфировидная: в массе породы с величиною зерен в среднем 2—3 мм. в поперечнике выделяются вкрапления полевых шпатов средней величиной 2×1 кв. см., местами доходящие до величины 3×2 кв. см.

Только в одном месте обнажения (точка 3) встречена миллиметровозернистая разность породы, несколько более, чем обычная, обогащенная окрашенными минералами. Эта разность резко отделяется от обычной, включает более крупные полевошпатовые выделения, повидному заимствованные из обычной разности, но взаимоотношения ее к последней не могли быть выяснены, как равным образом осталась неясной и форма ее залегания среди массы сениито-гранита.

Также в одном только месте на краю выхода встречена слоистая, мелкозернистая разность (15), переходящая быстро и постепенно в направлении, перпендикулярном к полосчатости, в обычную; по направлению простирания концентрация темных минералов в ней уменьшается, зерно увеличивается (15¹), и, повидному, также происходит постепенный переход в обычную разность. Выход, как и для точки 3, находится на самом краю обнажения, и взаимоотношения поэтому не могли быть точно установлены.

¹¹⁾ Пояснительная записка к судоходной карте р. Дона. Издание Министерства Путьей Сообщения, Спб., 1913 г., стр. 3.

Отчетливыми гистерогенетическими продуктами дифференциации снейнто-гранита являются аплиты и пегматиты. Жилообразный выход аплита (9) представлен панидиоморфно-мелкозернистой породой, с совершенно незначительным количеством окрашенных минералов. Цвет ее вполне тождествен цвету материнского снейнто-гранита. К сожалению, только во время кабинетной обработки материала — при отбивании от штуфа осколка для шлифа — было обнаружено, что роговообманковые зерна расположены по несколько искривленной поверхности внутри аплитовой массы. На большом штуфе коллекции это явление заметно только в одном месте, благодаря удачно получившейся поверхности раскола, так что и на местности заметить это быть может не удалось бы. В связи с этим не лишне отметить, что кажущееся на первый взгляд тенденциозным утверждение Н. Слюос¹²⁾ о слонстости некоторых гранитов (слонстости, с трудом замечаемой даже в хорошо разработанных каменоломнях) быть может действительно имеет силу. Во всяком случае, отмеченное только что явление несколько разъясняет появление слонстой (15 и 15¹) разности.

Что касается пегматитов, то они встречаются большею частью около трещин отдельности и имеют жилообразную форму. Одна из этих жил обозначена на табл. I, рис. II (точки 5 и 7). Мощность ее равна полуметру. Жила эта, как указывалось выше, рассечена по простиранию трещинной отдельности. В центральной части жилы находится сильно обогащенный кварцем участок пегматита. Кварц здесь в очень крупных, до $0,4 \times 0,17$ кв. м. величиною, зернах черного и черно-серого цвета, с включениями микроклина. В обе стороны от центральной части шпиря идет затем область крупнозернистого пегматита из такого же кварца и такого же мясно-красного (в пегматите он краснее, чем в обычной разности) микроклина. В направлении, перпендикулярном к жиле, пегматит сначала переходит в более мелкозернистую свою разность, а затем в обычный снейнто-гранит. Переход происходит быстро, но постепенно, на протяжении какой-нибудь четверти метра. Наряду с жилообразными шпирями встречаются нередко пегматитовые шпиря неправильной, гнездообразной формы. Тесно срастаясь с окружающей массой обычного снейнто-гранита, они совершенно постепенно, во все стороны от центра, переходят в последний и содержат местами центральную часть, обогащенную кварцем.

Наконец — и это особенно важно, как увидим, для выяснения генезиса снейнто-гранита — в массе последнего встречаются меланократовые участки включений величиною максимум в $1,5 \times 0,17$ кв. м. Форма этих включений большею частью округленная, иногда удлинненная, эллипсоидальная, изредка с прямолинейными ограничениями, местами (см. табл. VIII, фот. 3) совершенно неправильная. Края включений всегда очень резкие: никаких переходов в окружающий снейнто-гранит не наблюдается. Включения эти двух родов. Одни, несколько более редкие и мелкие (13), со-

¹²⁾ Der Mechanismus tiefvulkanischer Vorgänge. Samml. Vieweg, II, 57, 1921, p. 11.

стоят почти нацело из окрашенных минералов, среди которых даже в луну ничего кроме роговой обманки с уверенностью определить невозможно. Максимальная величина зерен последней в полумиллиметровозернистой массе включения доходит до $1,5 \times 2$ кв. мм. Другие включения представлены еще более мелкозернистым роговиком (14), состоящим почти из равных количеств темных (амфибол) и белых (плагноклаз) зернышек. Одно из последнего рода включений изображено на табл. VIII, фот. 3. Здесь верхняя часть представлена амфиболо-плагноклазовым роговиком, светлая, нижняя часть — сенинто-гранитом, бедным роговой обманкой и имеющим светло-лососий цвет, подобный таковому же у гранита басовского выхода. На фотографии видно, что в части, заключенной между роговиковым верхом штуфа *) и жиллообразным как бы ответвлением, идущим диагонально сверху налево вниз, находится обогащенный роговой обманкой сенинто-гранит. Несколько более крупных рогово-обманковых зерен расположено параллельно границе между роговиком и сенинто-гранитом в правой верхней половине снимка. На самом штуфе, кроме того, непосредственно видно в одном месте, как по мере удаления от контакта в массу сенинто-гранита зерно роговой обманки заметно увеличивается. Жиллообразный диагональный рукав роговика был выше назван «как бы ответвлением». В действительности же, так как вся почти задняя часть штуфа состоит из роговика, это не ответвление, а оставшаяся случайно между инфицирующим сенинто-гранитом полоска роговика. Интрузивный контакт последнего по отношению к роговиковому включению ясно усматривается также на задней половине штуфа, где в роговиковой массе видны две пересекающие ее жилочки гранита, несколько искривленные и имеющие мощность в 0,75 и 1 мм.

При выветривании сенинто-гранит все более (2,6) и более (11) краснеет, так что наиболее выветрелую (11) разность, при дальнейшем разрушении превращающуюся уже в полевошпатово-кварцевую дресву, можно назвать почти кирпично-красной. Выше отмечалось, что полевоишпат пегматитов, очевидно менее стойких вследствие большей крупности их зерна, краснее, чем у сенинто-гранитов. В редких случаях (12) при выветривании получается не покраснение, а побеление породы.

Петрографическое описание пород выхода.

а) Обычная разность (шлифы: 1, 2, 4, 6, 8, 9к, 10, 11 и 12).

Порода состоит — в убывающем порядке — из олигоклаза, микроклина, кварца, амфибола и незначительного количества биотита; примеси: сфен, магнетит титанистый, анатит, циркон и омфацинт, а также — в виде мельчайших включений — пльменит, гематит и рутил; вторичные: глинистые и железистые продукты, хлорит, биотит, лейкоксен (?), серицит, мусковит, энидот, энидото-цонзитовые частицы, редко кальцит и сагенинт.

Олигоклаз. Средняя величина зерен колеблется в пределах от 1

*) На фотографии для ясности роговик отделен от гранита тушью.

до 3 мм., участками зерно падает до 0,1 мм. и весьма редко достигает до величины 1 см. в поперечнике. Зерна почти исключительно аллотриоморфные; правильно ограниченные зерна встречаются изредка среди пойкилитовых включений в микроклине, и только в одном месте (шлиф 11) удалось наблюдать хорошо ограниченное отдельное зерно олигоклаза. О характере зерен и стыков с другими минералами дают представления на табл. V, рис. 23 и 25. Как видно из приложенной ниже (стр. 16—17) таблицы, состав олигоклаза остается постоянным и отвечает № 19, колеблясь в обе стороны на величину допустимой ошибки измерения. Характерно большое количество карлебадских двойников, простых или сложенных из двух индивидов, едвойникованных в свою очередь полисинтетически по альбитовому закону,—явление, отмеченное мною и для олигоклазов алтайских пород¹³⁾. В отдельных зернах олигоклаза совершенно однороден, но в стыках с микроклином—и только в этих стыках (см. табл. V, рис. 23 и 25)—всегда(?)¹⁴⁾ имеет узкую кислую оболочку, отвечающую составу альбита (№№ 6, 2 и 5 в шлифах 4, 10 и 11 соответственно). Нередки также мифекитовые вроски кварца в соприкосновении с микроклином. В виде правильных включений встречаются в олигоклазе: апатит, циркон и изредка биотит и кварц, причем последний величиною до $0,4 \times 0,2$ кв. мм. (шлиф 10); роговая обманка во включениях имеет вид осколков и обрывков отдельных зерен, а в виде более или менее правильных мелких кристалликов наблюдается как исключительное явление. Изредка наблюдаются совершенно неправильные, но одинаково по всему зерну олигоклаза ориентированные включения микроклина величиною до $0,2 \times 0,25$ мм. (шлиф 2). Гораздо более редки, чем в микроклине, включения пльменита и гематита, встречающиеся обычно в числе 2—3 штук в каждом отдельном шлифе породы; только в шлифах 8 и 10 в двух-трех местах наблюдаются многочисленные включения этих минералов в олигоклазе, измеряемые по толщине тысячными долями миллиметра. Трихиты рутила наблюдались в виде включений в олигоклазе только в двух местах шлифа 8. Олигоклаз легко отличим от микроклина в простом свете по своей большей запыленности и серицитизации; кальцитизация наблюдается сравнительно редко.

Микроклин (ортоклаза в породе нет) имеет несколько более крупное зерно, чем олигоклаз: поперечник порфиroidных вкрапленников колеблется в пределах 1—2 см., в массе породы зерна имеют чаще всего величину в 2—4 мм., и местами зерно опускается в отдельных небольших участках до величины 0,1 мм. в поперечнике. Правильно ограниченных зерен в этом минерале совсем не наблюдается. Наоборот, изредка можно заметить, что микроклин зажат в промежутках между зернами олигоклаза (шлиф 6) или даже как бы цементирует последние (шлиф 7). В соответствующих сечениях микроклина всюду обнаруживает характерную для него двойниковую решетку. Минерал во всех шлифах

¹³⁾ Записка Минералогического Общества, часть 52, 1925 г., стр. 105.

¹⁴⁾ См. стр. 92.

представляется пертитовым, неправильно или волокнисто и полосчато. Кроме этих микропертитовых вростков, представленных олигоклаз-альбитами (в шлифе 2 определены №№ 10 и 12, в шлифах 5 и 9к—№№ 12 и 14 соответственно), наблюдаются весьма мелкие, почти субмикроскопические включения плагиоклаза, при небольших увеличениях имеющие вид ряби—«как-бы морщинистая поверхность» микроклинов в южно-русских рапакиви у В. И. Лучицкого¹⁴⁾. Замечательно, что у этих микроклин-криптопертитов включения в некоторых местах имеют вид настоящих капелек (шлиф 11); в огромном же большинстве случаев эти включения представлены веретеновидными тельцами. Кроме пертитовых вростков очень часто наблюдаются и пойкилитовые включения олигоклаза и кварца. В крупных зернах микроклина они присутствуют всегда, местами (шлиф 12) переполняя последние. Величина пойкилитовых включений колеблется в пределах 0,2—0,4 мм. в поперечнике, но иногда достигает (шлиф 10) до 1,5 мм. Сравнительно редко такие включения имеют правильные ограничения. Олигоклаз в них всегда, как указывалось, зонален, но состав остается таким же, как у всех вообще олигоклазов породы—в шлифе 4 определен № 21, в шлифе 10—№ 17 в ядре и № 2 на самом краю зерна, причем между двумя последними составами имеется переходная зона, более близкая к № 17. Иногда в пойкилитовом включении плагиоклаза наблюдается, в свою очередь, округленное включение кварца (шлиф 2). Характерными для микроклина породы являются включения ильменита и гематита, присутствующие во всех исследованных шлифах. Форма и величина этих включений приведены на табл. V, рис. 22; иногда они измеряются сотыми долями миллиметра в длину и тысячными в толщину. Количество их измеряется иногда единицами на большое зерно микроклина, местами их особенно много (шлифы 6, 10 и 11). Так же точно они присутствуют не во всех зернах микроклина данного шлифа (как это, напр., наблюдается для плагиоклазов лабрадоритов, норитов и проч.), а только в нескольких, иногда в одном-двух на весь шлиф. В расположении этих включений никакой правильности не наблюдается; сравнительно чаще они располагаются в плоскости спайности микроклина. Форма включений для обоих минералов, конечно, одинакова; за гематит принимаются красные и оранжево-красные включения, за ильменит—бурые и сиренско-бурые. Включения трихитов рутила наблюдаются как исключительная редкость (шлиф 13); иногда они изогнуты или изломаны. В одном месте замечено, как волосок рутила переходит из микроклина в рядом лежащий олигоклаз, изгибаясь в стыке этих двух минералов. Из остальных минералов в виде включений в микроклине наблюдаются: амфибол, аналогичный таковому же в олигоклазах, идиоморфные апатит, циркон и иногда биотит, а также магнетит и сфен. Микроклин политизирован, но в меньшей степени, чем олигоклаз; как это обычно для калевых полевых шпатов, серицит и мусковит встречаются в нем

¹⁴⁾ Рапакиви Киевской губернии и породы его сопровождающие. Известия Варшавского Политехн. Института, 1911—12 гг., стр. 51 и др.

в виде редких отдельных зернышек; кальцитизация, пожалуй, чаще, чем у олигоклаза.

Кварц по величине зерна, можно сказать, не отличается от олигоклаза, только в более крупных зернах в породе не встречается. Правильно ограниченные зерна его наблюдаются не только в микроклине и (редко) плагноклазе, но и в роговой обманке (см. табл. III, рис. 5 для шлифа 4 и рис. 1 для шл. 1) и даже в магнетите (табл. III, рис. 8, шлиф 9к); в большинстве своих включений в других минералах кварц, однако, имеет округленные контуры, местами совершенно отвечающие таковым же в мirmekитовых его включениях в олигоклазе. В отдельных зернах ксеноморфен. Почти всюду с ясным, местами резким волнистым угасанием, иногда изломанный и резко катакластический (шлиф 8^{*}). Характерными для кварца являются двойного рода включения. Одни располагаются рядами и полосами, иногда довольно широкими, местами неправильными и изредка перекрещивающимися, и состоят из мельчайших совершенно округленных частиц, диаметром в среднем около 0,003 мм., с преломлением гораздо меньшим, чем у кварца; местами внутри этих включений наблюдается неподвижный пузырек: изредка они имеют совершенно неправильную форму и разбросаны спорадически и неправильно по зерну кварца. Другие включения представлены трихитами рутила, иногда изломанными и изогнутыми. Такие включения наблюдаются, так же, как и первые, почти в каждом шлифе, иногда в довольно большом количестве переполняя отдельные зерна кварца без какой бы то ни было правильности в расположении. Ни первого, ни второго рода включений в кварцах мirmekитов не наблюдается; иногда в последних, правда, заметны округлые выделения, но преломление в них не так резко отличается от кварцевого. Наоборот, ксеноморфный кварц во включениях в других минералах не отличается по своим включениям от обычного кварца породы. В последнем, кроме упомянутых минералов, наблюдаются включения биотита, циркона, апатита, амфибола и весьма редко олигоклаза и микроклина. Включения пльменита и гематита еще реже, чем это наблюдается в олигоклазах. Количество кварца в отдельных шлифах, как, впрочем, и остальных минералов, подвержено резким колебаниям, что понятно на основании приведенных данных о величине зерен главных минералов. Среднее, полученное из грубых подсчетов в четырех шлифах, дало для взаимоотношений олигоклаза, микроклина и кварца цифры 50, 35 и 15 соответственно; макроскопия породы, как отмечалось, также указала на незначительное, сравнительно с количеством этого минерала в гранитах, присутствие кварца.

Роговая обманка, как видно из табл. VII, фот. 1, редко образует зерна величиною до 5 мм. в большем поперечнике; в большинстве случаев величина зерен колеблется около 2—3 мм., и нередко попадают

^{*}) В шлифе 10 наблюдается, как кварц как бы вливается по спайности амфибола и этот последний, будучи одинаково ориентирован с прилегающим к амфиболу зерном кварца и составляя непосредственное продолжение последнего.

кристаллики и зернышки (см., напр., табл. III, верх рис. 5 для шлифа 4), измеряемые сотыми долями миллиметра в поперечнике. Огромное большинство зерен совершенно аллотриоморфны (см. табл. VII, фот. 1), более или менее правильные кристаллы встречаются очень редко. Характер стыков в некоторых местах с плагноклазом представлен на табл. III, рис. 2. На табл. III, рис. 1, 4, 5 и 6 видны взаимоотношения амфибола с другими минералами породы, причем из рис. 1 и 5 совершенно отчетливо усматривается меньшая степень идиоморфизма минерала даже по отношению к кварцу. Вообще все структурные формы проявления амфибола в породе — см. также табл. VII, фот. 1, на которой тушью обведены зерна амфибола, не так ясно усматриваемые из фот. 2, — совершенно не соответствуют такому же, обычным для этого минерала в гранитах и сленитах, и указывают на то, что минерал этот является чужаком для изверженной породы*). Как видно из приложенной ниже на стр. 16—17 таблицы измерений, для этого амфибола характерен сравнительно малый угол оптических осей, колеблющийся в среднем около 59° ; остальные константы — $\angle Ng [001] = 18^\circ$ и $Ng - Np = 17,3$ — обычны. Цвет по Ng буровато-, желтовато- или сине-зеленый, по Nm — буровато-зеленый или зеленый с буроватым оттенком, по Np — светлый, желтоватый, при схеме абсорции $Nm \approx Ng > Np$, т. е. по Nm несколько более густая окраска, чем по Ng . Наклонная дисперсия довольно отчетливая, дисперсии осей эллипсоида не видно. В некоторых зернах наблюдается изменение буровато-зеленой (по Ng) окраски в сине-зеленую к краю того же зерна, но константы при этом почти не изменяются. Как видно из табл. III, рис. 1—6, роговая обманка содержит включения кварца, олигоклаза, микролина, биотита, магнетита, анатита, а также сфена. Местами внутри ее зерен наблюдаются совершенно неправильные, почти бесцветные участки, постепенно с ней сливающиеся и состоящие также из амфибола**). Вообще амфибол довольно свеж; в качестве вторичных продуктов замечены хлорит и весьма редко биотит. Амфибола приблизительно в 6 раз больше, чем биотита.

Биотит грязно-зеленовато-бурый — $2E = \text{ок. } 7^\circ$ — в стыках всегда идиоморфнее роговой обманки. Часто превращается в хлорит, причем почти всегда выделяется при этом сагениит. В породе всего в количестве около 1—1,5%.

Сфен большею частью буровато-оранжевый, редко серый; последний часто облекает зерна титано-магнетита. В огромном большинстве случаев минерал ксеноморфен и вообще по формам своего проявления не похож на первичные сфены интрузивных пород. В нескольких шлифах встречены желтовато-белые, в проходящем свете непрозрачные, псевдоморфозы, относящиеся вероятнее всего к лейкоксену.

Титано-магнетит, менее идиоморфный, чем анатит и циркон, иногда бывает ксеноморфен по отношению к плагноклазу (табл. III, рис. 7 и 9) и даже к кварцу (табл. III, рис. 8).

*) См. также ниже, стр. 32 и 39.

***) Ср. стр. 15.

Апатит в стыках с редким цирконом гидноморфен по отношению к последнему. Часто наблюдается скопление кристалликов апатита у роговообманковых зерен (табл. III, рис. 5). Местами в более крупных зернах (до 0,2 мм. в поперечнике) апатит ксеноморфен. Как видно из нижеприводимого анализа породы, количество апатита в ней около 0,5% по весу.

Проксен зеленый, омфацитовый, в отдельных неправильных зернышках, исключительно редок.

Для химического анализа породы, произведенного в Лаборатории Геологического Комитета Ю. Н. Кинпович, был надлежащим образом использован весь штуф породы 10 объемом около 600 куб. см. (штуф представлен на табл. VII, фот. 1 и 2). В столбце I, для идентификации породы (столб. II) с химической точки зрения, приведено среднее из анализа (среднего же) докембрийского гранита и щелочно-земельного (опять-таки среднего) сиенита, взятых у В. А. Dalry¹⁵): в столбце III даны результаты пересчета II на молекулярный состав, и, наконец, столбец IV дает пересчет, как видно условный, на минералогический состав (количество магнетита принято равным 1,5%, остальные условности видны из таблицы *).

	I.	II.	III.	Or	Zs	Ab	IV.		Sph	Mg	Amph + Bi	Q	
							An	Ap					
SiO ₂ . . .	64,85	64,68	1,073	19,71	0,12	23,41	3,65	—	0,18	—	4,84	12,82	—
Al ₂ O ₃ . . .	15,24	15,89	0,156	5,56	0,10	6,61	3,10	—	—	—	0,57	—	—
Fe ₂ O ₃ . . .	2,55	1,99	0,012	—	—	—	—	—	—	1,04	0,95	—	—
FeO . . .	2,36	2,18	0,030	—	—	—	—	—	—	0,46	1,72	—	—
MgO . . .	1,82	1,16	0,028	—	—	—	—	—	—	—	1,16	—	—
CaO . . .	3,16	3,27	0,058	—	—	—	1,70	0,25	0,17	—	1,15	—	—
Na ₂ O . . .	3,36	4,01	0,065	—	—	4,01	—	—	—	—	—	—	—
K ₂ O . . .	4,65	5,12	0,054	5,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O + } H ₂ O — }	0,91 0,17	0,59 0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	0,59	—	—
TiO ₂ . . .	0,67	0,35	0,003	—	—	—	—	—	0,35	—	—	—	0,17
P ₂ O ₅ . . .	0,20	0,21	0,0015	—	—	—	—	0,21	—	—	—	—	—
F . . .	—	нет	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MnO . . .	0,16	0,15	0,002	—	—	—	—	—	—	—	0,15	—	—
BaO . . .	0,05	0,15	0,001	—	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ . . .	99,98	99,92	—	30,40	0,37	34,03	8,45	0,46	0,70	1,50	11,13	12,82	Σ 100,03
Уд. вес .	2,716	2,707	—	Or — 30,77		Pl ₁₀ — 42,48		Уд. вес — 2,695					

$$11 - 1,35 RO : R_2O_3 : 6,4 SiO_2 : R_2O : RO = 1,09 : \alpha = 2,94.$$

¹⁵) Igneous Rocks and their Origin. New York, 1914, p. 19, столбец 1 п. р. 21, столб. 16, а также p. 39, табл. III.

*) То обстоятельство, что отношения $Pl : Or : Q = 42,48 : 30,77 : 12,82 = 49,4 : 35 : 7 : 14$, $9 \infty 50 : 35 : 15$, т. е. почти тем же значениям, которые получены из измерений в четырех шлифах, надо отнести к чистой случайности: шлифы сделаны из рук вои скверно (разорваны), и измерений в четырех из них для такой крупно- и неравномерно-зернистой породы совершенно, конечно, недостаточно. Ср. стр. 46—47.

**) Найдено измерением площади (134 кв. см.), см. фот. 1—8,3 объемных процента окрашенных минералов.

Структура породы порфировидная; гнидоморфно-зернистость основной массы намечается, как мы видели, идноморфизмом, относительным и абсолютным, только одних примесей и частью пойкилитовыми включениями олигоклаза и кварца в микроклине, что дает местами гранулитовые участки; общий же облик структуры паналотриноморфный, довольно неравномерно зернистый, обуславливаемый явлениями катаклаза. Последний выражается отчетливым, иногда резко волнистым угасанием кварца, изгибом, местами плейчатым, биотитовых пластинок, изредка наблюдаемым изогнутием двойниковых пластинок микроклина и плагиоклаза, а также сравнительно редкими участками с цементной (Mörtel) структурой. Текстура породы массивная.

Таким образом, разность выхода у Русской Буфловки представляет собою гибридный рапаквидобразный биотито-роговообманковый снейто-гранит *).

б) Мелкозернистая разность (шлиф 3).

Порода отличается от только что описанной исключительно по количественным соотношениям между минералами, которые представлены теми же видами, даже что касается примесей и вторичных продуктов, имеющими совершенно тот же характер и особенности, что и в обычной разности (см., напр., табл. III, рис. 4). Кварца в породе менее 5%, плагиоклаза и окрашенных минералов заметно больше, чем в обычной разности. В структурном отношении порода отличается от снейто-гранита только меньшим зерном, средняя величина которого колеблется около 1—0,5 мм. в поперечнике, причем зерна с поперечником 0,1 мм. и менее гораздо чаще, чем в обычной разности. Слоистой текстуры не заметно.

Порода должна быть названа, таким образом, гибридным неравномерно-мелкозернистым биотито-роговообманковым снейтом.

в) Слоистая разность (шлиф 15).

По минералогическому составу и свойствам отдельных минералов порода в существенных чертах подобна обычному снейто-граниту. Микроклин обращает на себя внимание почти совершенной своей свежестью: пертитовых вростков не содержит; криптопертитовая рябь исключительной тонкости, обнаруживаемая только при внимательном исследовании; включений ильменита и гематита не обнаруживает. Остальные минералы, как в обычной разности и в тех же почти соотношениях. Сравнительно больше вторичных хлорита, кальцита и частью энидота.

Структура паналотриноморфно-мелкозернистая, при средней величине зерна около 0,3 мм. в поперечнике и большом сравнительно количестве еще более мелких зерен. Местами ясные явления катаклаза. Отчетливая макроскопически слоистая текстура под микроскопом усматривается с трудом. Таким образом по микроскопическому исследованию

*) Выветрелые разности (шлифы 2, 6, 11 и 12) отличаются большим содержанием глинисто-железистых и глинистых (12) продуктов выветривания — ничего больше микроскопическое изучение не дает. Гибридизм обычной разности выяснится, помимо сказанного относительно амфибола, из второй части настоящей работы (ср. стр. 31—32).

породу вероятнее всего следует отнести к мелкозернистой слоистой разновидности обычного сиеенито-гранита.

д) Анцит и пегматит (9 св., 5 и 7).

Состав и структура обычные для пород этого рода в гранитах. Микроклини в гранит-анците (9 св.) совершенно аналогичен по свойствам таковому же в только что описанной слоистой разновидности. Местами кварц и микроклини образуют в породе микропегматитоподобные срастания. Окрашенные минералы присутствуют, но в небольшом количестве.

е) Меланократовые включения в сиеенито-граните.

Последние представлены главным образом породой (шлиф 14), состоящей из олигоклаза (около 65% по объему—все количественные определения приблизительны), роговой обманки (ок. 25%), микроклина (несколько более 3%), титано-магнетита (около 3%), биотита (ок. 3%), апатита и сфена. Из вторичных продуктов встречаются изредка пелитосерпичитовые продукты (в олигоклазе), очень редко хлорит, эпидот и железные окислы.

Олигоклаз с величиною зерна в среднем 0,3—0,5 мм., относится к тому же № 18, что и в обычной разновидности. Зерен этого минерала без пойкилобластовых включений, принадлежащих главнейше апатиту, изредка и в небольшом количестве амфиболу и биотиту, иногда магнетиту и гематиту, не встречается. Апатит в прекрасно ограниченных кристалликах величиною в среднем $0,02 \times 0,07$ кв. мм., и иногда до $0,007 \times 0,035$ кв. мм., местами в большом количестве включен в олигоклазе, отличающемся наличием большого количества этих включений от олигоклаза сиеенито-гранита; включения остальных минералов несколько крупнее, чем апатитовые.

Роговая обманка—в среднем величина зерна $0,2 \times 0,3$ кв. мм., максимум $1,5 \times 0,2$ кв. мм.—с совершенно теми же свойствами, что и в сиеенито-граните. Из приложенной ниже (стр. 16—17) таблицы измерений видно, что плоскость оптических осей иногда перпендикулярна к плоскости симметрии минерала, причем, однако, и угол погасания $\angle [001] \Delta m =$ в среднем 19° , и остальные величины ($2V = 58$, двупреломление) остаются прежними. Из включений часто встречается магнетит, изредка апатит и очень редко плагноклаз.

Микроклини—почти совершенно свежий, решетчатый.

Магнетит титанистый—большую часть в таких же неправильных зернах, как и остальные минералы, величиною в среднем 0,2—0,1 мм. Местами имеет оторочки всегда в этом случае серого титаниста.

Биотит—в количестве несколько меньшем, чем магнетит,—зеленовато-бурый; в сходящемся свете обнаруживает некоторое расхождение креста гипербол. Очень редко в нем видны крохотные плеохроичные дворники около включений циркона (?).

Апатит—в более крупных отдельных (не включенных в олигоклаз) зернах, величиною до $0,15 \times 0,12$ кв. мм., ксеноморфен.

Сфен—в отдельных зернах (не окружающий магнетит) бурый с оранжевым оттенком.

Структура породы роговиковая, но типу торцовой; текстура массивная.

Породу следует назвать амфиболо-олигоклазовым роговиком. Закрывающий породу сиенито-гранит (см. стр. 7) беден окрашенными минералами, и количество кварца в нем приближается к такому же, обычному для гранитов.

Второй, сравнительно реже встречающийся, тип меланократовых включений (шлф 13) представлен породой, состоящей почти исключительно из окрашенных минералов: роговой обманки в совершенно преобладающем количестве, затем—в убывающем порядке—титаномагнетита, омфацита, биотита, сфена и апатита; во втором изготовленном из породы шлифе встречается в небольшом количестве кварц, но омфацита нет. Из вторичных минералов обращают на себя внимание неправильные скопления внутри роговой обманки светло-грязно-буроватых сферокристаллов делессита (?), вследствие весьма тонкозернистого строения не гаснущие в скрещенных николях.

Роговая обманка, в зернах величиною в среднем около 0,6—0,7 и шашкиши 1,8 мм. в поперечнике, того же цвета и свойств, что и в сиенито-граните: $\angle Ng [001] = \frac{15,5 + 16,5}{2} = 16^\circ$, $\angle (110) = 58^\circ$, $2V = 64^\circ$ —и двупреломление около 18. Местами в ней заметны совершенно неправильные, почти бесцветные, зеленоватые участки, отличающиеся кроме своего цвета только по углу оптических осей— $2V = 79^\circ$ —*); эти участки совершенно постепенно переходят в обычную для выхода разность. В двух-трех местах можно заметить, как амфибол с краев замещает омфацит.

Омфацит **) почти исключительно встречается отдельными кучками или полосами. Минерал окрашен в зеленоватый цвет и слегка плеохроирует. Почти во всех его крупных зернах—правильных ограничений нигде не обнаруживает—содержатся мелкие и совершенно неправильные зерна (ключья) амфибола. Замечательно, что в участках, лежащих рядом с омфацитом, магнетит почти совершенно не наблюдается.

Кварц, с полосами мельчайших включений, во всех своих зернах содержит мелкие, часто округленные включения титано-магнетита, иногда имеющие оболочку из сфена. Последний в одном месте полисинтетически sdвойникован. Зерна кварца местами разломаны.

Остальные минералы—apatит почти исключительно в аллотриоморфных зернах—такие же, как ранее.

Структура породы роговиковая, но типу торцовой. Текстура массивная.

Таким образом, это включение представляет собою омфацинто-магнетито-амфиболовый роговик. В заключающем этот рого-

*) Ср. стр. 11, примечание.

**) К сожалению, один из шлифов, заключающих этот омфацит, был изготовлен очень толстым и, когда был отдан для доведения, совершенно распался. В другом шлифе омфацита не оказалось, и поэтому константы не могли быть измерены. Проксеп по оптическим свойствам относится к диспендо-геденбергитовому ряду и назван омфацитом во всех случаях для указания на то, что он чужд изверженной массе.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОПТИ

Плагноклазы *16).

№№ шлифов.	Координаты осей или плоскостей с осями:			Закоп двойника.	Индекс спайности или шва — «ш».	2V	№ плагноклаза.
	<i>N_g</i>	<i>N_p</i>	<i>N_m</i>				
1		84,5	6		(001)	— 89	20
2	{ 89		17,5	[001]		— 85	19
	{ 1	89			ш. (010)		19
3	88		9		(001)	89 — 90	18
	87,5		10,5		(001)	89 —	18
	84		11		(001)	87 —	21
4	{ 2	89,5			(010)		20
	{ 12,5	89,5			(010)		6
	3,5	89			(010)		21
6	89		16,5	[001]			19 или 17
9 св	2	88			(010)	+ 84,5	20 или 18
9 к	88		17	[001]			20 или 18
10	89,5		5,5		(001)		19
	{ 82,5		9		(001)	86 —	23
	{ 5	88			(010)		22
	2,5	ок. 90			(010)		20 или 18
	{ 3,5	87			(010)	— 83	17
	{ 16	74,5			(010)	+ 78	2
11	ок. 90		15	[001]			17
14	{ 4	ок. 86		[010]		86 +	18
	{ 89,5		8		ш. (001)		17
15	86		10,5			+ 87,5	19
	Среднее						№ 19

Микроклинны (углы 2V): — 82 (шлиф 2); — 80 (шлиф 15); — 80 (шлиф 15; при этом \perp (001) $N_m = 8,5^\circ$, \perp (001) $N_g = 83,5^\circ$); — 80 (шлиф 15; при этом \perp (001) $N_m = 8,5^\circ$, \perp (001) $N_g = 83,5^\circ$); — 78, — 86 = 5, — 78 и — 84 = 5 (9 св); — 80 (9к); 79 — (шлиф 15, при этом \perp (001) $N_m = 11^\circ$, — 72 и участками — 75 (в шлифе 10, причем \perp (001) $N_m = 8^\circ$); — 78,5 и 80 — (10).

*16) Для различения №№ 18—22 от №№ 18—14 может служить или точное определение величин №№ часто фигурирует тщательно разыскивавшаяся спайность по (001) (Ср. мою статью «Микро стр. 24—25, изд. Геологического Комитета). Знак впереди цифры угла 2V указывает, что последние координаты осей и плоскостей даются только две величины, так как третья является следствием этих

ОПТИЧЕСКИХ КОНСТАНТ МИНЕРАЛОВ.

Роговые обманки.

ПРИМЕЧАНИЯ.	№№ шлифов.	$\angle N_g$ [001].	2V	$N_g - N_p$.
Простой двойник.				— 53 = 3, — 62
Пергитов. вроски и нем. №№ 10 и 12.	3	19		— 61
\perp (010) $N_g = 4$ — № 21.	2			— 59, — 60 = 2
\perp (010) $N_g = 7$ — № 24.	6	16		— 63 = 4
\perp (010) $N_g = 7$ — № 24.				— 60 = 4
Ядро и оболочка олигоклаза. включенного в микроклин.	9к			— 60,5 = 3; — 57,5 = 4
	10	17 + 19		
		2		
Выход в микрокл.		18,18		18
Простой двойник.		20		15,5
				— 61, — 57
Простой двойник, каждый виден под углом по альб. зак.		16,5		— 57,5 = 3
		18		— 59 = 3 (59 —)
				60 —, — 57 = 3
		ок. 20		17,5
		19		17
		17,5; 17		— 61 = 3
Ядро.	14	17		
Оболочка того же зерна.		18,5		55 —, 59 —
Ядро, в оболоч. № 5.		18		— 58,5
Полисинтет. двойн.		19		57 —
Шов двойника.		20,5		
	15	14,5		— 56,5
		18		59

В двух случаях получено:
 \angle [001] $N_m = 18^\circ$
 уг. призмы $57^\circ,5$.
 \angle [001] $N_m = 20^\circ$.
 уг. призмы $56^\circ,5$

17,3; цифра 14,5 относится к углу [001] N_m .
 17,3 — среднее.

6); — 78, — 86 = 5, — 78 и — 84 = 5 (9 св); — 80 (9к); 79 — (шлиф 15, при этом \perp (001) $N_m = 11^\circ$, — 72 и участками — 75 (в шлифе 10, причем \perp (001) $N_m = 8^\circ$); — 78,5 и 80 — (10).

реломления, при координат манебахских двойников или спайностей по (001). Поэтому в определенных минералогических исследованиях пород..., Материалы по Общей и Прикладной Геологии, вып. 24 (1925 г.). найден сложением; при знаке позади цифры угол 2V получен удваиванием. Для координат двойников.

впк сленито-граните (шлиф 13) находится несколько зерен, совершенно неправильных, омфацита, замещающегося начпная с краев роговой обманкой, п заметное колпчество грязно-буровато-оранжевого сфена, также в неправильных зернах.

Глава II. Нижний выход у Новокаменки.

Литературные сведения. Этот выход (см. табл. I, точку 2 на рпс. I) вместе с находящимся в 150 м. к северу от него п расположенным у того же селения обнажением был первым местонахождением гранита, открытым в Воронежской губ. в 1857 г. Н. С. Тарачковым¹⁷⁾. Затем упоминание о нем находим у того же автора¹⁾, Михалевича²⁾, А. В. Гурова¹⁸⁾ (1871 г.), Н. Барбот-де-Марни³⁾, давшего более или менее подробное его описание, п у других указанных в I главе авторов.

Местонахождение и геологическая обстановка. Гранитный выход находится в 9 верстах от г. Павловска впз по течению р. Дона, на правом берегу последнего, у самого селения Новокаменка или Хохлацкая Буйловка. Река Дон в этом месте течет не непосредственно у обрыва правого берега, а оставляет небольшую намывную площадку. Гранитный выход еще возвышается над этой площадкой на высоту 1—2 м. Расстояние выхода от воды в среднем около 16,5 м. Через 4 м. от крайней, обращенной к берегу стороны выхода начинается крутой скат площадки к реке, высотой около 2 м.; в бортах этого ската растительная земля—гранита уже не видно, как нет его п нигде в ближайших окрестностях. Длина выхода около 45 м., ширина около 17 м., высота над уровнем реки (5 августа 1921 г.) 6 м. (соответствующие величины у В. Н. Крестовникова⁸⁾ — 50, 14 п 6 м.). Различие высот самой высшей п самой низшей точек выхода около 5 м. Характер обнажения в существенных чертах такой же, как у Русской Буйловки—три большие глыбы, разделенные растительной землей,—только гранит здесь не покрыт мохом, п поэтому все изменения легко заметны п бросаются сразу в глаза. Выход удлинен здесь в направлении SW 235° (р. Дон течет в этом месте на SW 200°) п окружен наносами. Ближайшие коренные (постиллоценовые (?), третичные (?)) буроватые глинны с меловой галькой в нижних горизонтах) породы обнажены в 100 м. на крутых обрывах правого склона долины р. Дона; левый берег состоит из намывных песков, а левый склон долины находится километрах в двух от прямой, перпендикулярной к течению реки. Оба склона долины имеют высоту около 25 м. Если идти по берегу реки вверх от выхода у Русской Буйловки, то в обрывах правого склона долины идут все время мело-

¹⁷⁾ Воронежские Губернские Ведомости, 1857 г., № 43, стр. 327.

¹⁸⁾ Протоколы зас. Харьковского О-ва испытателей природы во II полугодии 1871 г., № 6, стр. 38. Харьков. 1872 г.

⁸⁾ Стр. 188.

вые породы, прикрытые местами бурой глиной с меловыми гальками. Не доходя метров 250 до описываемого выхода, мы наблюдаем резкую смену: идущие до этого места меловые обрывы сменяются снизу по доверху 25-метровых обрывов бурой глиной с меловой внизу галькой. Глина эта тянется до верхнего конца верхнего выхода у Новокаменки, где в обрывах правого склона долины снова показываются белые меловые породы.

Строение выхода гранитной массы. Плоско-округлая форма поверхности выхода обусловлена теми же причинами, что и в Русской Вуйловке,—неправильными трещинами отдельности. Наиболее ясно и резко выраженная система вертикальных трещин, разбивающая месторождение на ряд отдельных полос, имеет направление с NW на SE—296°, 303°, 324°, 330°, 327°, 314°, 314°, 305°, 325°, 325°, 323°, 323°, 324° и 316°—т. е. в среднем 317° (у П. Барбот-де-Марни ³)—NW—SE h. 7 = 285°. Другая, чаще других повторяющаяся, система трещин очень неясна и еле намечается: падение ее вертикальное (?) или, во всяком случае, очень крутое (в одном месте угол наклона 50°) на NW, простирание NE—SW 225°, 210°, 205°, 225° (у Барбот-де-Марни ³) NE—SW h. 2 = 210°. Весь выход рассечен пегматитовой жилкой в направлении NE—SW 220°, с падением на NW под углом наклона около 70°. Кроме этой главной жилы, имеется еще несколько жил, по преимуществу анлитовых, имеющих то же простирание, что и главная пегматитовая; падение, повидимому, такое же или приближающееся к вертикальному (в одном месте действительно удалось заметить вертикальное падение).

При самом тщательном осмотре обнажения только в одном месте удалось обнаружить совершенно неправильную, шпироподобную жилку пегматита, незаметно переходящую в окружающую породу и имеющую удлинение в секующем ко всем остальным жилам направлении. Следует еще оттенить, что главная отдельность—317°—не прерываясь сечет эти жилы почти под прямым углом.

В местах обогащения обычной спенито-гранитовой разности выхода окрашенными минералами наблюдается иногда (едва улавливаемая на самом выходе) слоистость в расположении темных компонентов. Убеждение в действительном наличии такой слоистости получается, однако, только при раскалывании массы породы. Отчетливо усматривается она на штуфе 17 собранной коллекции, где совершенно очевидно, что темноокрашенные компоненты густо сосредоточены в плоскостях, параллельных зальбандам главной пегматитовой жилы, содержимое которой представлено этим штуфом. Простирание слоистости таким образом имеет направление NE—SW около 220°, падение на NW очень крутое, быть может иногда, как у жил и трещин этого же направления, вертикальное.

Остается еще упомянуть о явлении нарушения в залегании гра-

³) Стр. 229.

нитной массы, замеченном, к сожалению, в таком месте, где направления скольжения не могли быть установлены; ясно только, что плоскость несомненного разрыва в сплошности сиенито-гранита наклонена к горизонту; в очень узкой, выражающейся миллиметрами, зоне в сиенито-граните появляется обнаруживаемая микроскопически типичная порфирокластическая структура.

Породы выхода и их взаимоотношения. Не в пример обнажению у Русской Буйловки выход не прикрыт мохом и илом*), и, вероятнее всего в связи с этим, масса породы представляется гораздо менее однородной, чем в первом выходе. Самая распространенная разновидность представлена тем же сиенито-гранитом (образцы 23, 24, 25 и 26), повторяющим все особенности этой породы в первом описанном обнажении, но несколько изменчивой в отношении содержания темноцветных компонентов.

Разности, наиболее богатые последними, встречаются, однако, сравнительно редко и всегда в местах обогащения породы выхода меланократовыми участками**). Порода в таких случаях (образец 16) содержит заметно меньше кварца, количество темноцветных компонентов повышается до 15% по объему, в числе последних появляется виоградно-зеленый с неправильными ограничениями минерал (омфацит), и обычный сиенито-гранит превращается в гибридный омфацито-амфиболовый сиенит с кварцем. Порода эта нередко содержит участки до 1 см. в поперечнике (образец 16), совершенно идентичные микроскопически описанному выше омфацито-магнетито-амфиболовому роговнику (№ 13), и еще более изменчива в отношении содержания темноцветных минералов, в том числе и омфацита, чем обычный сиенито-гранит. О слоистости, неясно (на выходе) проявляющейся в таких разностях и имеющей направление 220°, упоминалось ранее (стр. 19). Переходы в обычный сиенито-гранит (17—18—19) постепенны.

В двух-трех местах встречаются среди обычной разности небольшие (метр-два в поперечнике) участки, представленные среднезернистой зеленовато-серой плагноклазовой породой (22), в которой среди соответствующего цвета плагноклазов можно заметить редкий кварц, небольшое количество омфацита и амфибола и сравнительно большое и бросающееся в глаза число зерен пирита величиною около 0,5 мм. и меньше. По внешнему своему виду порода весьма похожа на анортозит: при увеличении, довольно быстром (22¹), количества мясо-розового микроклина и окрашенных минералов переходит в обычный сиенито-гранит.

Апшты и пегматиты совершенно подобны таковым же на выходе у Русской Буйловки и представлены, за исключением одного неправильного шпиря пегматита, только жилами. Главная жила, секущая весь выход в направлении 220°, имеет мощность, колеблющуюся в пре-

*) Здесь наблюдается довольно оживленное движение сельчан, производящих стирпу беля.

**) Обратное явление—там, где больше таких включений, всегда замечается в заключающей породе обогащение темноцветными минералами—не всегда имеет место. (ср. ниже, стр. 32).

делах от 2 до 17 см., в среднем около 5 см., и состоит по преимуществу из пегматита (образец 17). При раздувании жилы зерно обычно увеличивается от крупнозернистого до грубозернистого, и тогда в центре ее сидят почти чистые кварцевые зерна. Наоборот, при уменьшении мощности часто наблюдается и одновременный переход содержимого жилы в мелкозернистый гранит-аплит. Другие жилы того же простирания по преимуществу аплитовые (обр. 20), с максимальной мощностью около 6 см., но в огромном большинстве случаев менее мощные, изредка доходящие до 5—7 мм. и совсем выклинивающиеся, также изменчивые по содержанию: иногда по простиранию переходят в пегматит, а затем снова превращаются в мелкозернистый аплит. Все эти жилы тесно сплавлены с содержащим их сиенито-гранитом и местами довольно быстро переходят в последний, имея скорее характер шпировых выделений.

Меланократовые участки имеют в этом обнажении совершенно тот же двойственный характер (обр. 16 и 16¹), что и у Русской Буйловки, только встречаются чаще. Кроме того участки, состоящие из амфиболо-плагноклазового роговика, здесь вообще крупнее, доходя до величины $17 \times 10,5$ кв. см., причем иногда наблюдается увеличение в них количества биотита (обр. 16¹). Форма их местами совершенно неправильная, но в большинстве случаев округленная. Расположение этих темных участков внутри обнажения также не находится в какой-либо зависимости от состава окружающей их разности выхода, так что иногда такой участок прямо прилегает к главной пегматитовой жиле.

В одном только месте обнажения встречено среди сиенито-гранита округленное включение, величиною до 8 см. в длинном поперечнике, резко отделяющееся от включающей породы. Представлено оно породой несколько более мелкозернистой, чем сиенито-гранит, и отличается от более темных, чем последний, сиенитов отсутствием омфацита, большим количеством зелено-серого плагноклаза и зеленовато-черного амфибола и сравнительно равномерным зерном.

*Петрографическое описание пород выхода *).*

а) Обычная разность (шлифы и образцы 23—26).

Гибридный рапаквиобразный биотито-роговообманковый сиенито-гранит описываемого выхода ровно ничем не отличается от такового же у Русской Буйловки: для его описания можно было бы переписать все сказанное выше относительно этой породы, может быть добавив только то, что биотита здесь меньше, и явления катаклаза как будто выражены яснее. В тонкой полосе (шл. 24) с поверхностью скольжения наблюдается отчетливое раздробление, можно сказать распыление породы, так как величина зерна всех первичных минералов опускается в отдельных полосах и участках до 0,01 мм. в поперечнике и несколько менее. Новообразования зелено-бурого биотита, обволакивающего некоторые псевдокрапленники, по-

*) Табличку с оптическими константами минералов см. в конце главы на стр. 27.

явление последних в результате неполного раздробления минералов, распыление части их—создает типичную картину так называемой порфрокластической структуры *19).

В разностях, переходных к снейпиту (шлифы и обр. 17, 18 и 19), наблюдаются следующие отличия от снейпито-гранита: количество кварца уменьшается, темноокрашенных минералов увеличивается, причем наблюдаются среди них совершенно неправильные зерна омфацинта; кроме того заметно увеличивается количество оранжево-бурого сфена, апатита и титано-магнетита. Роговую обманку и здесь нельзя считать за первичный минерал магматической породы,—как видно из табл. IV, рис. 13 и 14 для шлифа 17, она имеет вид осколков и ключев, совершенно не свойственных амфиболам снейпитов и гранитов. В структурном отношении можно отметить более ясные следы катаклаза, текстура же этих разностей отчетливо слоистая, вследствие скупывания амфибола по определенным плоскостям.

в) Разность, обогащенная окрашенными минералами (обр. и ш. 16).

Порода отличается от обычного снейпито-гранита выхода следующими особенностями. 1) Как отмечалось выше, она содержит омфацинто-роговообманковые участки, аналогичные № 13 первого выхода, достигающие до 1 кв. см. по площади, в связи с чем 2) увеличивается количество амфибола и омфацинта *) (а также апатита, сфена и титано-магнетита; биотита в породе несколько зернышек), причем последний явно преобладает над роговой обманкой. 3) Микроклин совершенно преобладает над олигоклагом, и 4) количество кварца не превышает 5% по объему.

Все эти минералы имеют совершенно те же свойства и особенности, что и в снейпито-граните. Омфацинтом назван пироксен ясно зеленого цвета, едва заметно плеохроирующий в этих тонах, причем окраска несколько пожалуй гуще по Ng ; по оптическим свойствам $\angle Ng [001] = 43,5^\circ$, $2V = +59 (\pm 2^\circ)$, $Ng - Np = 21$, ясная наклонная дисперсия $\epsilon > \nu$ — ближе всего стоит к диопсидо-геденбергиту. Более или менее правильных ограничений почти не обнаруживает, по зерна его, более правильные, всегда, как у диопсидов, длинностолбчатые. По характеру ограничений омфацинта (см. табл. IV, рис. 10, 11 и 12 для шлифа 16) легко заключить, что минерал, подобно амфиболу, является чужаком для первичной магмы породы—особенно характерно в этом отношении зерно, представленное на рис. 11. Соотношения омфацинта со всеми минералами породы видны из рис. 10. При выветривании минерал заполняется но неправильным, часто извилистым трещинам грязно-бу-

*19) Термин едва ли удачный, если он «должен указывать на катакластическое происхождение» (См. U. Grubenmann—P. Niggli. «Die Gesteinsmetamorphose», Teil I, p. 443. 1924): наоборот, его скорее можно было бы применить к песчанкам, где более крупные зерна, разбросанные в цементе, как раз «кластического» происхождения. Сокращение «порфи́ро-катакластический» в «порфи́ро-кластический» приводит только к недоразумению.

*) Количественных определений не произведено по причинам, отмеченным в примечании на стр. 12, а также вследствие незначительного участия этой разности в архитектуре (Böggger) выхода.

рым минералом весьма тонкого агрегатного строения, с низкими цветами интерференции, относящимся скорее всего к делесситу (хлорит, образующийся из биотита, имеет зеленую окраску и обычный свой вид).

Структура породы порфириовидная, не так, однако, ясно, как в обычной разности; явления катаклаза, наоборот, выражены яснее. Текстура—с намеками на слоистость только в штуфе.

Породу следует назвать гибридным амфиболо-омфацитовым сиенитом с кварцем.

с) Зеленовато-серая плагиоклазовая порода (22).

Порода состоит существенно из олигоклаза (ок. 80%) и кварца (ок. 15%); в примеси: микроклин (ок. 2,4%), омфацит, амфибол, апатит, буровато-оранжевый сфен, магнетит, циркон и биотит (два зернышка в двух шлифах). Вторичные: серицит, глинистые и железистые продукты, пирит, кальцит, эпидот, хлорит и лейкоксен.

Олигоклаз № 20, при средней величине зерна около 2—3 мм., встречается иногда в зернах до 1 см. величиной; местами зерно падает до 0,5—0,2 мм. В скрещенных николях обнаруживает иногда резко бросающуюся в глаза неоднородность, угасая отдельными совершенно неправильными пятнами. Одно из них оконтурено пунктиром на табл. VI, рис. 27: как раз около трещины, идущей на рисунке слева направо вверх и содержащей кальцит и микроклин, расположен узкий участок, в котором ориентировка отличается от таковой же в прилегающих частях того же зерна; двойниковые полоски, идущие здесь поперек трещины, располагаются местами совершенно несимметрично по обе стороны от последней, так что небольшой сдвиг и появление в результате его новых двойниковых полосок несомненны. В нескольких местах наблюдается также изогнутие двойниковых полосок олигоклаза и одновременно появление неоднородности в зерне последнего. Кроме такой неоднородности, олигоклаз породы отличается от ранее описанного (стр. 7) отсутствием зональности в стыке с микроклином и большим количеством совершенно неправильных антипертитовых вростков последнего (см. табл. IV, рис. 15 и табл. VI, рис. 26 и 27 для шлифа 22). Эти вростки имеют совершенно одинаковую ориентировку; даже микроклин в трещине рис. 27 не отличается—по крайней мере так, чтобы можно было с уверенностью утверждать обратное—от других неправильных зерен микроклина, разбросанных по олигоклазовому полю. Местами получается впечатление, что вростки микроклина представляют собою только остатки этого минерала, при замещении его олигоклазом, аналогично явлению, наблюдаемому иногда в грейзенах при замещении кварцем полевых шпатов²⁰⁾. На табл. VI, рис. 26 представлено, например, большое зерно олигоклаза с примыкающим участком микроклина, и ориентировка последнего совершенно та же, что и во всех вростках его внутри олигоклаза. Однако, при ближайшем рассмотрении этого явления такое объяснение замещаемости

²⁰⁾ Несколько интересных пород с юго-западных отрогов Аятя. Зап. Мпвер. О-ва, часть 51, выл. 2, стр. 20.

микроклина олигоклазом приходится отбросить: 1) микроклин вдоль трещины (табл. VI, рис. 27), заполненной одновременно вторичным кальцитом, т. е. явно вторичный, имеет ту же ориентировку, что и остальные его зерна; 2) явление, представленное на табл. IV, рис. 15, говорит скорее всего за разъедание микроклином плагиоклаза, а не наоборот; 3) наконец, нередко наблюдаемое нахождение очень мелких вростков микроклина по плоскости спайности (010) олигоклаза (см. преувеличенную схему табл. VI, внизу рис. 27) совершенно нельзя связать с первичностью микроклина или, вернее, с вторичностью олигоклаза, так как если бы это имело место, то как раз у трещин спайности мы должны были бы иметь замещающий олигоклаз, а не микроклин. Таким образом, всем вышесказанным доказывается первичность олигоклаза по отношению к микроклину. Нахождение же последнего вдоль трещины (табл. VI, рис. 27) и, особенно, совершенно неправильная форма его вростков, распределенных вместе с тем без какой бы то ни было равномерности по олигоклазовому полю, говорит с достаточной долей вероятности за вторичное происхождение этих антипертитовых вростков. Относительно же очень мелких палочковидных вростков микроклина (табл. VI, низ рис. 27) ничего определенного сказать, конечно, нельзя.

Кроме этих своих особенностей, олигоклаз описываемой породы отличается проявлением местами довольно густой сети трещинок спайности по (001), заполненных серицитом и глинистыми частицами. Густота сети находится в прямой связи с явлениями катаклаза, а вдоль трещины рис. 27 появляются даже двойникоподобные образования со сдвигом по плоскости (001).

Кварц отличается обилием полос мельчайших точечных включений и наличием большего, чем ранее, количества трихитов рутила. Местами с резким волнистым угасанием и ясно разломанный.

Микроклин ясно свежее олигоклаза в мелких — менее 1 мм. — зернах; только в одном месте замечена криптопертитовая рябь, и в одном же месте в стыке с плагиоклазом получается в последнем мирмекит. Минерала слишком мало в породе, чтобы из наблюдений делать выводы об его особенностях.

Омфацит в количестве большем, чем амфибол, частью замещается последним.

Амфибол местами имеет грязно-бурую окраску, во всем остальном подобен ранее описанным. Иногда совершенно отчетливо видно, как такой амфибол замещает, идя по неправильным трещинам, омфацит. Бурый цвет некоторых зерен — явление вторичное: в одном зерне совершенно отчетливо усматривается, что буроватая окраска в амфиболе идет, неправильно ветвясь жилковидными полосами, по зеленому полю минерала, начинаясь от рудных включений в последнем и постепенно переходя при удалении от этих включений в зеленую.

Из остальных минералов следует отметить заметное количество кальцита, редкую, но резкую эпидотизацию олигоклаза и вероятнее всего вторичный же пирит: на табл. VI, рис. 27 он концентрируется в наиболее разломанном участке олигоклаза, изобилующего здесь серицитом.

Структура породы паналлотриоморфная,—ни один из минералов, кроме апатита, циркона и изредка сфена, не обнаруживает идиоморфизма. Кроме отмеченных выше явлений катаклаза, последний выражается еще тем, что в стыках крупных зерен местами заключаются мелкие неправильные зернышки до 0,01 кв. мм. и мельче.

Текстура массивная.

Порода представляет собою несколько измененный—кальцитизация и пиритизация—гибридизированный олигоклазовый кварцевый лейкодиорит. По составу отвечает троньемитам норвежских петрографов ²¹⁾).

При быстром увеличении количества микроклина и окрашенных минералов порода переходит сначала в разность, близкую к амфиболомфацитовому сиениту с кварцем (22¹), а затем в обычный сиенитогранит. В шлифе 22¹ замечен в нескольких местах вторичный минерал, локализирующийся всегда рядом с омфацитом и имеющий следующие оптические свойства: цвет в проходящем свете желтый с буроватым оттенком; $2V = +63 \pm 2^\circ$ (в другом зерне $+62,5^\circ$); $N_g - N_p = 0,0077$ (среднее из двух измерений); отчетливая спайность, совпадающая с плоскостью $N_m N_p$; преломление менее, чем у канадского бальзама. Эти свойства ближе всего к гейландиту и бревстериту.

d) Пегматиты и аплиты.

Крупнозернистый гранитовый пегматит (шлиф 17) представляет типичную этого вида породу, местами с пегматитовыми срастаниями кварца и микроклина, с крупным до 1 см. в поперечнике зерном, в местах раздробления опускающимся до величины 0,1 мм. Следует, пожалуй, отметить, что бросается в глаза, во-первых, большее количество характерных для кварца и микроклина включений в обоих этих минералах и, во-вторых, отчетливо здесь видная вторичность волокнистых и неправильных пертитовых (но не криптопертитовых, здесь также имеющихся) вростков в микроклине: в одном большом зерне последнего видно, как толстая пертитовая полоска дает в обе стороны многочисленные неправильные ответвления в заключающий ее микроклин. Плагноклаза очень мало, и он гораздо более разрушен, чем в обычной разности. Отдельные редкие зернышки сфена, биотита, апатита и роговой обманки.

В типичном равномерно миллиметрово-зернистом гранитового состава аплите (20) следует отметить сразу же бросающуюся в глаза сильную разрушенность плагноклаза: зерна последнего всюду мутны, с большим, чем в остальных породах, количеством серицита, кальцита и мусковита, встречающегося и отдельными зернышками. Это здесь совершенно очевидно поствулканическое явление ²²⁾ пелитизации и серицитизации, связанное одновременно с выделением кальцита, сопровождается окислением олигоклаза: два точных измерения (см. таблицу на стр. 27) дали

²¹⁾ V. M. Goldschmidt. Vidensk. Skrifter i Kristiania, Mat.-Naturw. Klasse, 1, № 2, p. 77, 1916.

²²⁾ Ср. стр. 50.

№№ 10 и 9, несколько поверочных (по углу $\perp (010)Ng$) тот же состав. Микроклин криптопертитовый, наоборот, почти совершенно свеж и прозрачен, только изредка заключая редкие зернышки кальцита и серицита. Характерных для него включений гематита и ильменита здесь не наблюдается. Кварц (около 30%), кроме обычных характерных своих включений, содержит изредка мелкие пластиночки свежего биотита, который в отдельных своих зернах в самой породе большею частью хлоритизирован, и очень редко апатит. В шлифе амфибола пет. Явления катаклаза в той же мере, как и в остальных породах. В части этого апатита, непосредственно соприкасающейся с сиенито-гранитом, появляется амфибол и вместе с последним сфен, а также ясно увеличивается количество апатита.

е) Меланократовые включения.

Несколько, пожалуй, чаще встречающиеся включения больших размеров представлены породой (16¹), состоящей из олигоклаза (№ 17 или 20), несколько меньшего количества амфибола, ясно меньшего, чем последний, количества биотита и немногочисленных зернышек титано-магнетита. В примеси сфен, отдельно от магнетита не встречающийся, как буровато-оранжевый, так и серый, и апатит (одно зернышко). Вторичные—глинистые продукты и серицит из олигоклаза, энидот, хлорит и сагениит—очень редки.

Олигоклаз, слегка запыленный, содержит изредка включения всех остальных минералов; в одном-двух местах синообразно переполнен большею частью округленными зернышками титано-магнетита диаметром в среднем 0,005 мм., изредка сам решетовидно прорастает амфибол.

Роговая обманка ($2V=57^\circ$, $\angle Ng [001]=18,5^\circ$) совершенно подобна ранее описанным и часто содержит многочисленные включения титано-магнетита, иногда олигоклаза.

Биотит, грязно-бурый, плеохроирующий почти до полной абсорпции, содержит иногда включения только титано-магнетита.

Структура роговиковая, местами решетовидная (Siebstruktur); зерно в среднем около 0,5 мм., нередко зерна в 0,2 мм. диаметром. Неясно-слоистой текстуры образца в шлифе не видно.

Порода представляет собою биотито-амфиболовый олигоклазовый роговик.

Второго вида меланократовые включения представлены породой, макроскопически не отличающейся от амфиболового роговика буйловского выхода (№ 13, стр. 15).

Наконец, меланократовое включение, наблюдавшееся только в одном месте (21), представлено породой, состоящей из олигоклаза (№ 17 или 20), несколько, пожалуй, меньшего количества микроклина, совершенно незначительного количества кварца и приблизительно 20% (грубо) окрашенных минералов, состоящих главным образом из амфибола, почти исключительно в неправильных зернах и обрывках, затем апатита, в большинстве случаев эвгедрального, зерен титано-магнетита, локализирующегося большею частью внутри или в непо-

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЯ ОПТИЧЕСКИХ КОНСТАНТ МИНЕРАЛОВ.

№	Координаты осей или плоскостей с осями			Зона двоя-ния	Индекс спайности	2V	№ пачки	Примечания	№ шифра	2V	Примечания.
	Ng	Np	Nm								
17	4			85,5 (010)	—	+ 87	16	Ядро (Оболочка того же зерна.	16	57,5 = 3°; — 62,5; 56 —	—
	89			8	(001)	88 +	18				
	15,5			74,5 (010)	—	80 +	2				
20	80			26	(001)	+ < 80,5	10	—	18	57 —	—
	9,5			ок. 80,5 (010)	—		9				
	83			16,5 (001)	—	+ 81	21				
22				83,5	(001)	—	20	Один видья подлин- синт. по альбит. закон.	19	— 62 = 3°	—
	68,5			4,5	(001)	—	20				
	1,5			88,5 (010)	—	—	22				
22	3			ок. 87 (010)	—	—	18	Ядро (Оболочка того же зерна.	23	63 —	—
	20			69 (010)	—	—	0				
	3			ок. 87 (010)	—	—	18				
23	3			ок. 87 (010)	(001)	—	18	—	16	— 58	Среднее
	89,5			11	(001)	—	16				
	87			10 (010)	(001)	—	18				
25	3			ок. 90 (010)	(001)	—	20	Ядро включения в Мг (Оболочка того же зерна.	22	66 +	—
	— 15,5			ок. 00 (010)	—	—	2				
	89,5			8	(001)	+ 88	17				
26	2,5			89 (010)	(010)	—	18	Включение в Мг (одно зерно с тремя плоскостями спайно- сти.	16	71 —	Среднее
	15			ок. 75 (010)	(010)	—	3				
	1,5			ок. 90 (001)	(010)	—	20				
(Среднее — олигоклаз № 19 *)											
	89,5			32,5	(010)	—	20	—	23	80,5	—
	—			72	(010)	—	20				
	83			8,5	(010)	—	25				

*) Кроме того, многочисленные проверки угла \perp (010) Ng дали для этого угла 3°, т. е. № 18 или № 20. Знак впереди цифры для угла оптических осей означает, что этот угол найден сложением; при знаке позади цифры наблюдалась только одна оптическая ось. См. примечание на стр. 16—17 (таблица).

средственном соседстве с роговой обманкой, грязно-серого сфена и биотита, иногда явно вторичного по амфиболу. Вторичные—глинистые, железистые продукты, серицит, хлорит, кальцит и гематит—в небольшом количестве.

Главные минералы имеют те же свойства, что и в обычном снейнто-граните. Структура паналлотриоморфная, отличающаяся от структуры последнего равномерностью зерна, колеблющегося от 0,4 до 1 мм. в среднем. Явления катаклаза выражаются в волнистости кварца, иногда олигоклаза, местами со слабо изогнутыми двойниковыми полосками. Текстура породы массивная.

По всем этим свойствам и по сравнению с обычным снейнто-гранитом породу скорее всего следует отнести к гибриднему роговообманковому снейниту с кварцем, замечательному, как мы видели, в том отношении, что, не в пример прочим разновидностям снейнто-гранита, он резко отделяется от последнего, не давая никаких переходов в заключающую его породу.

Глава III. Верхний выход у Новокаменки.

Литературные сведения. На этом обнажении был впервые обнаружен М. М. Васильевским ²²⁾ конгломерат, запавший в углубление гранита и относимый автором предположительно к юрской эпохе. Фотография выхода находится в статье того же автора ⁷⁾, зарисовка у Н. Барбот-де-Марни (стр. 228). Остальное см. гл. I и II.

Местонахождение и геологическая обстановка. Это—наиболее крупное из всех—обнажение находится в 150 м. вверх по реке от нижнего в направлении почти точно на север (табл. I, рис. I, точка 3). В северном своем конце выход скалой обрывается непосредственно к реке. Это единственное место у Новокаменки, где р. Дона подходит непосредственно к обрыву правого склона своей долины. Вниз по течению масса изверженной породы удаляется от берега реки, и метров через 60 начинается уже площадка с наносным песком, отделяющая выход от реки. На этой площадке и находится пристань для парома. Дно реки здесь довольно глубоко. На карте издания «Подробные планы участка реки Дона от устья р. Богучара до хутора Оленькова» ²³⁾ берег у описываемого обнажения показан сплошным каменистым, а дно песчаным, так что изверженная масса вероятно имеет под водой небольшое протяжение в сторону от берега. Длина выхода 115 м. (Барбот-де-Марни дает 50 саж., Штукенберг — 100 м., Женжурист — 57 саж. и Крестовников — ок. 100 м.), ширина 35 м. (15 саж., 30 м., 18 саж. и 30 м. соответственно у упомянутых авторов) и высота (8 августа)

²²⁾ Предварительный отчет об исследованиях 1911 г. в сев.-восточной части 60 листа десятиверстной карты Европейской России. Известия Геол. Ком., 1911 г., т. XXX, № 1, стр. 50.

⁷⁾ Таблица XIII.

²³⁾ Издание статистического отдела М-ва Путей Сообщения. Лист 26. СПб., 1898 г. Рефер находится в 589,6 верстах вверх по Дону от Калача.

над уровнем реки высшей точки выхода по барометру 13 м. (у Барбот-де-Марни—ок. 5 саж., измерена 28 июля; у Леваковского—7,1 саж по барометру, Женжуриста— $4\frac{1}{2}$ саж. и Крестовникова—7 м.—дат измерений не имеется). Абсолютная высота выхода над уровнем Черного моря по точным измерениям²³⁾ равна 37,863 саж. = 80,80 м. Характер обнажения отличается от предыдущих в том отношении, что, вследствие большого количества взрывных работ²⁴⁾, имеются сравнительно большие различия в высотах различных частей его. Почти правильный прямоугольник выхода вытянут в направлении NE—SW 205° (у Барбот-де-Марни $h=2$, NE—SW, т. е. 210°). Обнажение, как указывалось (стр. 19), граничит с бурыми глинами, сменяющимися сейчас же вверх по реке за выходом белыми меловыми отложениями.

В двух местах обнажения встречена меловая брекчия, состоящая из уплотненных угловатых кусков мела и плохо окатанных обломков гранита самого выхода (обр. 41)—«очень уплотненная меловая порода с *Ostrea*, *Cidaris* sp. и др.» В. Н. Крестовникова. Брекчия эта как бы защемлена меж раздавшейся трещиной отдельности изверженной массы.

В таких же условиях залегания—залавшим между трещинами отдельности, иногда довольно глубоко—находится и темнобурый конгломерат, открытый М. М. Васильевским в 1911 г. Все, что можно было добыть на месте при помощи геологического молотка и зубила, было извлечено и отобрано во всех пяти местах нахождения этого конгломерата. Весь добытый материал был передан для изучения геологу А. Н. Розанову, которому за любезное согласие сделать все возможное над весьма неблагоприятным материалом приношу свою искреннюю признательность.

В добавление к нижеприводимым данным Д. И. Иловайского, которому материал был передан для обработки, А. Н. Розанов присовокупляет: «С своей стороны я могу присоединить свое мнение (основанное, впрочем, в части определения возраста, больше на интуиции, чем на объективных данных), что в Ваших образцах содержатся элементы различного возраста: куски дерева, источенного фоидами, и фосфоритовые гальки во вторичном залегании, возможно юрского или нижнемелового возраста, и цемент породы, скорее всего, гольт-сеноманского возраста». Д. И. Иловайский нашел в породе зуб химеры (тритор), ядра и неполные внешние отпечатки *Lusina* и две губки. В виду того, что палеонтологический метод оказался неприложимым, упомянутый ученый обратился к специалистам по мезозою, мнения которых сводятся

²³⁾ Издание статистического отдела М-ва Путей Сообщения. Лист 26. СПб, 1898 г. Репер находится в 589,6 верстах вверх по Дону от Калача.

²⁴⁾ Из этого обнажения вят материал для пьедестала памятника Петру Великому в Воронеже. Здесь же преимущественно добывался материал для жерновов, но оказался, по свидетельству сельчан, не совсем пригодным. П. Г. Зеленин (см. примеч. 44) пишет, что материалом для памятника—я его не видел—послужил спенпто-гранит выхода у Русской Буйловки.

к следующему. Академик А. П. Павлов думает, что это или самый верх аквилона, или низ неокома, возможно также гольт. Проф. Мирчик полагает, что это верхний гольт или сеноман; Н. С. Шатский держится того же мнения, но считает, что если это сеноман, то только самая нижняя его часть, и, наконец, проф. Архангельский считает, что ничего определенного сказать нельзя.

Строение выхода изверженной массы. В равномерно тронутых или совсем не задетых взрывными работами местах неправильная сеть трещин отдельности придает этим местам округленные поверхностные контуры, совершенно подобные тем, что наблюдались на первых двух выходах. Наиболее отчетливая и постоянная система трещин отдельности опять-таки вертикальна и имеет простирание NW—SE 300° , 285° , 285° , 295° , 295° , 310° , 300° , 305° , 305° , 305° , 300° и 295° , т. е. в среднем $298^\circ \pm 13^\circ$ (у Барбот-де-Марри NW—SE— $h=7$, т. е. 285°). Другая система менее ясна и сильно изменчива по простиранию, падению и наклону, как показывают следующие цифры направления падения—всюду SW—и угла наклона: 75° , под $\angle 11^\circ$; 65° — $\angle 32^\circ$; 85° — $\angle 9^\circ$; 70° — $\angle 24^\circ$; 65° — $\angle 25^\circ$; 55° — $\angle 28^\circ$; 90° ; 70° — $\angle 28^\circ$ и 75° — $\angle 56^\circ$, т. е. простирание равно в среднем ок. 340° (у Барбот-де-Марри NW—SE— $h=9=315^\circ$, при падении на SW под $\angle 18^\circ$). Кроме этих двух систем наблюдается много других трещин под совершенно различными углами наклона и с сильно различающимися направлениями простирания. Многочисленные аplitовые и пегматитовые жилы пересекают месторождение. О характере их залегания дают представление следующие примеры. 1) Пегматитовая жила, мощностью в 10 см., с мелкими боковыми ответвлениями. Простирание жилы широтное, затем почти точно меридиональное, при падении в первом случае на N, во втором на W. 2) Пегматитовая жила с кварцевыми раздутями в центре. Простирание NE— 220° , падение на NW. Мощность изменчивая от 10 до 2 см., при одновременной изменчивости пространственного положения. Жила разветвляется на более мелкие и соединяется поперечной пегматитовой жилой с другою. 3) Простирание NE— 230° , падение на SE, мощность около 10 см. и сходит на нет при разветвлении жилы на более мелкие. 4) Простирание NE— 225° , падение на NW. 5) Простирание NE— 220° , падение на SW. 6) Рядом с последней—простирание NE— 220° , падение на SE. 7) Простирание NE— 215° , падение на NW. Углы наклона всюду изменчивые, вертикально падающих жил нет. 8) Простирание и падение весьма изменчивое. Таким образом, из перечисленного совершенно ясно, что, несмотря на сильную изменчивость в пространственном положении этих по преимуществу пегматитовых, изредка переходящих в аplitовые, жил, простирание все же сохраняет довольно постоянную величину, колеблясь около NE 220° .

В одном месте выхода на протяжении одного метра тянется полоса шириной в 10 см. целая куча (до 100 штук) мелапократовых включений в направлении на SW—NE. Это обстоятельство указы-

вает, что направление давления, под которым находилась изверженная масса, было ориентировано на NW—SE. Только при кабинетной обработке в шлифе породы 27, а затем и на ровной поверхности образца была обнаружена некоторая слоистость в расположении темноцветных компонентов. К сожалению, на самом обнажении она не была замечена (ср. стр. 6), как равным образом не было замечено и того, что полевошпатовые пластинки лежат, правда, довольно грубо, в параллельных плоскостях ⁸⁾.

Породы выхода и их взаимоотношения. Вследствие большей, чем на предыдущих выходах, высоты над уровнем реки обнажение только в самых пониженных частях заливается весенним разливом, и потому на $\frac{3}{4}$ всей своей поверхности порода не прикрыта ни растительной землей, ни мохом и илом. Это обстоятельство, в связи с гораздо большей свежестью пород от большого количества взрывных работ, а также обусловленной последними гораздо большей поверхности выхода, позволяет легко улавливать незначительные изменения в составе пород выхода. Без преувеличения можно сказать, что если бы, например, необходимо было зарегистрировать и указать распределение каждой отдельной бросающейся в глаза разности, то иначе, как вышлифовав поверхность всего выхода, сделать это не было бы никакой возможности. Все эти разности легко устанавливаются макроскопически но весьма изменчивому количеству окрашенных минералов, меняющемуся, можно сказать, от одного шага к другому. Переходы между всеми разностями, кроме меланократовых включений, постепенные; более или менее резких границ нет.

Наиболее, пожалуй, распространенной разностью является амфиболо-омфацитовый сиенит с кварцем—неясно слоистая (обр. 27) порфировидная (полевои шпат), среднезернистая порода мясно-розового цвета, в которой среди преобладающего соответствующего цвета полевого шпата легко отмечаются простым глазом зеленовато-черная роговая обманка и виноградно-зеленый омфацит; кварц даже в лупу отыскивается с трудом.

Несколько реже, чем эта обычная разность, встречается порода (32), более богатая окрашенными минералами, которые местами образуют в ней скопления до 1,5 см. в длинном поперечнике.

В разности (33), переходной между двумя отмеченными, переходной как по цвету, так и по распространению, можно иногда заметить в лупу присутствие мелких зернышек пирита.

Эти три разности составляют, вместе взятые, главную массу выхода. Если при наблюдениях на двух предыдущих обнажениях возникали еще сомнения в правильности выводов относительно гибридного происхождения сиенитов и сиенито-гранитов, то на описываемом обнажении эти сомнения у внимательного наблюдателя совершенно исчезают. Особенно

⁸⁾ В. Н. Крестовников (стр. 188) отмечает, что «в некоторых местах наблюдается флюидальная структура основной массы». Направление «флюидальности», к сожалению, не приведено.

характерна в этом отношении светлая аплитовидная разность (34), в которой темноокрашенные минералы—исключительно почти роговая обманка—образуют небольшие пятна скоплений, довольно редко, но почти совершенно правильно (как бы в шахматном порядке) распределенные в мясно-розовой массе. Встречается эта разность очень редко и на небольшом протяжении, чередуясь большими (до 1—2 м.) и неправильными участками с более темной разностью тина № 32. И здесь местами можно заметить зернышки пирита у роговообманковых скоплений.

Наиболее светлая и довольно редко встречающаяся разность (35) по своему цвету—светло-лососий—совершенно подобна обычной разности басовского (гл. IV) выхода, но окрашенный минерал представлен в подавляющем количестве роговообманковыми зернами, среди которых нередко можно заметить в лупу и биотит. При выветривании темноокрашенные минералы выщелачиваются, и получается мелко-дырчатая поверхность (31).

Гистерогенетические шпилы, в виде неправильных, тесно слитых с массой породы жил, представлены главным образом пегматитами (38 и 39); аплиты редки. Грубозернистый пегматит (39) замечателен в том отношении, что содержит столько же, если не больше, крупных зерен биотита, как и роговой обманки. Гранит-аплитовая разность (37) содержит в светло-лососей массе редкие зерна амфибола.

На этом выходе особенно много меланократовых включений (по отношению к которым сиениты образуют часто ясно-шпильный контакт), так что местные жители называют породу выхода оспенной. Форма этих включений представлена на табл. II, рис. III; как и ранее, они резко отличаются от обычной разности-выхода, иногда как бы распыляются в последней, образуя мелкие пятна и скопления (ср. сказанное о № 34) или даже зерна роговой обманки. Величина этих включений, таким образом, самая разнообразная, от максимальной в 40×30 кв. см. (табл. II, рис. III, b) до минимальной, в десятку кв. миллиметров, площади, представленной отдельными зернами амфибола. Вышеупомянутая вытянутая на SW—NE полоса, содержащая до 100 небольших включений округленной, линзообразной и совершенно неправильной формы, пересечена по простиранию тонкой жилкой аплита, мощностью в полсантиметра, причем аплит сечет некоторые из этих включений, не превышающих по площади 25 кв. см. Как правило, чем больше включений, тем более содержит окрашенных минералов окружающая порода, по изредка (см. примечание на стр. 20) включения сидят и в пегматите (ср. табл. II, рис. III, b), причем зерно включений здесь всегда крупнее (обр. 30).

Что касается состава включений, то он остается почти таким же, как в первых двух обнажениях. Амфиболо-плагноклазовые роговики (36—аналогично №№ 14 и 16' прежних выходов) местами богаче окрашенными минералами (28) и содержат иногда редкие и мелкие зерна и скопления роговой обманки величиной до 2—3 мм. (29). Иногда, как указывалось, зерно включений заметно крупнее (30); и так же, как и ранее, сравнительно более редки и мелкие включения, состоящие из

одних почти окрашенных минералов (36—аналогично №№ 13 и 16 прежних выходов). На небольшом штуфе 36 коллекции видно, что последние иногда сидят рядом с амфиболо-плагноклазовыми роговиками.

Петрографическое описание пород выхода.

а) Обычная разность (27).

Порода состоит из микроклина (*Mi*), олигоклаза (*Pl₂₀*), омфацига (*Pm*), кварца (*Q*), амфибола (*A*), титано-магнетита (*Mg*), сфена (*Sph*) и апатита (*Ap*) в следующих объемных соотношениях, найденных линейным методом в шлифе, площадью в 4 кв. см. слишком.

	<i>Mi</i>	<i>Pl₂₀</i>	<i>Pm</i>	<i>Q</i>	<i>A</i>	<i>Mg</i>	<i>Sph</i>	<i>Ap</i>	Длина измеренной линии
	44,0	41,8	5,2	3,7	2,6	1,2	1,0	0,5	297,28 мм.
	45,6	38,3	5,6	4,4	3,3	1,2	1,1	0,5	254,51 мм.
Среднее для объемных отношений	44,8	40,05	5,4	4,05	2,95	1,2	1,05	0,5	Σ = 100%
Приняв уд. вес минералов	2,55	2,64	3,4	2,66	3,2	5,17	3,5	3,2	
Количественный минералогический состав в весовых %%.	42,3	39,2	6,8	4,0	3,5	2,3	1,3	0,6	

Относительно надежности полученных цифр к тому, что уже сказано (примечание на стр. 12) или будет сказано (стр. 46—47), можно прибавить в данном случае, что, например, количество кварца в остальных трех, приготовленных из породы, шлифах получено *) равным: 1,96%, 8,50% и 13%, т. е. в среднем из измерений в четырех шлифах равно около 6,9% объемных. Следует еще добавить, что микроклина в массе породы вероятно несколько больше, так как имеются пластины этого минерала величиной (15×12—14)×3 куб. мм. К упомянутым выше минералам следует добавить включения (почти исключительно в микроклин) гематита и ильменита и волосовидные включения рутила в кварце. Типичными вторичными продуктами являются глинистые частицы, серицит, мусковит, кальцит, лейкоксен, хлоритовый минерал и минерал, аналогичный таковому же в шлифе 22¹ (стр. 25). Только в одном месте замечено зернышко хлоритизированного биотита.

Свойства отдельных минералов (см. табличку в конце главы) во всех отношениях подобны ранее описанным. Следует только отметить, что включения гематита и ильменита в микроклинах здесь местами особенно многочисленны (см. табл. IX, фот. 5): в одном зерне минерала, площадью в 4,4 кв. мм., насчитано около 1,4% таких включений, причем в одном из участков скученность их доходит на площади 0,27 кв. мм. до 4% **). Здесь хорошо видно, что включения эти расположены в микро-

*) Подсчет производился при помощи клеток окуляр-микрометра при 35-кратном увеличении, с тенденцией скорее преувеличить измеряемую площадь кварцевых зерен.

**) Здесь имеется в виду только видимая площадь, так как большинство включений имеет толщину, меньшую толщины шлифа.

клини совершенно произвольно: местами, и довольно часто, они расположены по двум плоскостям спайности, но при этом наблюдается одновременно и иное расположение. — в разрезе шлифа видны то ребра пластинок включений, то самые пластинки находятся в плоскости шлифа, то они ясно наклонены различным образом к последней, то, наконец, в одном и том же зерне наблюдаются и пластинки, и палочки (см. табл. V, рис. 22 с. f и более узкие), наклоненные под всевозможными углами к плоскости шлифа. Местами можно заметить, что включения как бы переходят из микроклина в соседнее зерно плагноклаза, совершенно не изменяя ни направления, ни характера расположения. Антипертитовые вростки микроклина в плагноклазах иногда имеют вид миркемитов.

Структура породы порфировидная. — наблюдаются вкрапленники микроклина в виде пластинок толщиной в 3—4 мм. и площадью $1,5 \times (1,2 - 1,4)$ кв. см.: паналлотриоморфная основная масса весьма неравномерно зернистая: наряду с зернами в 1—3 мм. столь же часто наблюдаются зерна, измеряемые десятими долями миллиметра в поперечнике, что обуславливается отчетливыми явлениями катаклаза. Текстура породы неясно слоистая.

Обычная разность представляет собою, таким образом, гибридный рапаквиобразный амфиболо-омфацитовый сиецит с кварцем.

Более темные, чем только что описанная, разности (32 и 33) отличаются большим количеством окрашенных минералов, причем бросается в глаза увеличение количества апатита, сфена и омфацита, в то время как количество роговой обманки, судя по крайней мере по наблюдениям в шлифе, не изменяется или даже уменьшается. В наиболее темной разности (33) сразу усматривается ясное преобладание микроклина над плагноклазом, относительное количество кварца не изменяется (9,2 и 3,8% в двух шлифах). Замещение омфацита амфиболом (табл. V, рис. 20) явление не редкое. В одном зерне микроклина (32) замечено, что вокруг включения в нем омфацита кринопертитовых вростков в узкой зоне нет, а далее от омфацита начинается типичный кринопертит. Выше отмечалось нахождение в обеих разностях зернышек пирита. Явления катаклаза и здесь отчетливы.

б) Аплитовидная разность (34).

Порода состоит, в убывающем порядке, из микроклина, плагноклаза, кварца, небольшого количества амфибола и биотита; в примеси — титано-магнетит, сфен, апатит, пирит (?) и омфацит (одно-два зернышка). Вторичные: глинистые и железистые продукты, серицит, эпидот, хлорит, кальцит и лейкоксен.

Свойства минералов те же, что и ранее; биотита хотя и мало, но пропустить его в шлифе нельзя даже при беглом просмотре. Плагноклаз местами сильно разложен. Соотношения между главными минералами (измерены при помощи окуляр-микрометра) приблизительно таковы: $Mi : Pl : Q = 45 : 29 : 26$. Окрашенных минералов около 3%.

Структурные и текстурные отношения такие же, как в обычной разности выхода, и порода представляет собою, таким образом, гибридный ранакивиобразный анлитовидный роговообманковый гранит с биотитом.

с) Наиболее светлая разность (35 и 31).

Порода представляет собой гибридный ранакивиобразный амфиболовый сиепито-гранит. От ранее описанных сиепито-гранитов отличается, как указывалось, своим светло-лососым цветом, подобным цвету басовских гранитов. Зональный олигоклаз (см. таблицу на стр. 42) имеет в оболочке отрицательный альбит. Кварца в породе около 15%. Биотит очень редок. Амфибол местами нацело кальцитизирован. В одном месте замечено, что плагиоклаз как бы разломан и затем сплавлен микроклином. Явления катаклаза отчетливые, местами интенсивные. Выветрелая разность (31) отличается большим количеством вторичных продуктов.

д) Меланократовые включения.

Биотито-амфиболовый олигоклазовый роговик (36), как уже отмечалось, подобен № 16' нижнего выхода. Структура породы роговиковая, по типу торцовой. Зерно в среднем около 0,3 мм. в поперечнике, у примесей около 0,1 мм. Текстура массивная. Порода состоит из олигоклаза (№ 18), несколько меньшего количества амфибола, затем заметно меньшего количества биотита и титано-магнетита; в примеси буровато-оранжевый сфен и апатит. Олигоклаз изредка содержит включения апатита, магнетита, амфибола и очень редко биотита. Амфибол, тождественный ранее описанному, часто переполнен включениями магнетита, большей частью округленными, редко правильными, величиной около 0,03 мм. в поперечнике; наряду с последними в амфиболе местами встречается густая штриховка из палочек, часто искривленных, ильменита (?). Амфибол иногда образует скопления, всегда обогащенные титано-магнетитом и сфеном.

Как обычно, в контакте с сиепитом, аналогичным № 32, появляется омфациит, сидящий иногда внутри зерен амфибола. На табл. V, фиг. 21 даны соотношения между минералами в заключающей роговик породе, обнаруживающей местами резкий катаклаз; в одном месте зерно микроклина разломано и по месту излома заполнено жилочкой из кварца, микроклина и нескольких зерен плагиоклаза; зерно в жилочке около 0,05 мм.

Амфиболо-олигоклазовый роговик (28) отличается от описанного выше (14) роговика главным образом тем, что количество амфибола в нем почти одинаково с количеством олигоклаза. Структура породы роговиковая, по типу торцовой; зерно в среднем около 0,5 мм., у магнетита, сфена и апатита 0,15—0,1 мм. в поперечнике. Текстура массивная. Порода состоит из олигоклаза (№ 20 или 17) и несколько меньшего количества амфибола; в примеси заметное количество титано-магнетита и буровато-оранжевого сфена, затем апатит, в большинстве случаев в неправильных и округленных зернах, омфациит и биотит. В шлифе параллельно контакту с заключающим

роговик сенинитом и 2,5 мм. от последнего проходит полоса, шириною около 2 мм., состоящая главным образом из плагиоклаза и омфацинта, с редкими включениями магнетита и сфена. В массе же породы омфацинта меньше, чем сфена. Закрывающая местами омфанит роговая обманка иногда резко отделяется от него, местами как бы замещает пироксен, начиная с краев. В одном месте у амфибола ось симметрии Xy и $\angle Am [001] = 14^\circ$. Кварца и микроклина нет. Плагиоклаз обнаруживает иногда волнистое угасание и местами вторично сдвойникован — двойниковые полосы, начинаясь у края зерен, к центру исчезают.

В непосредственном контакте с заключающим роговик сенинитом, аналогичным № 32 или 33, наблюдается резко бросающееся в глаза увеличение количества титано-магнетита и, особенно, буровато-оранжевого сфена.

Плагиоклазо-амфиболовый роговик с роговообманковыми пятнышками (29) был подвергнут точному минералогическому и химическому анализу. Порода состоит из амфибола (A), андезина (Pl_{36}) и биотита (Bi); остальные минералы: магнетит (3 зернышка в 3 шлифах) и апатит (в виде мельчайших столбиков, с максимальной длиной стороны в 0,07 мм., гораздо чаще 0,02—0,03 мм., в андезине) в совершенно ничтожном количестве. Объемные соотношения, найденные линейным методом, представлены в следующей табличке, где I представляет измерения в шлифе с пятном из скопления роговообманковых зерен, занимающих около 3% всей поверхности шлифа, и II — данные, полученные в шлифе без такого скопления. На шлифе видно, что средний состав должен состоять из единицы I строчки и 3 единиц II строчки, на основании чего и получено среднее для объемных отношений.

	A	Pl_{36}	Bi	Длина измерит. линий.	
I	52,26 *)	47,54	0,20	88,58	
II	49,15	48,92	1,93	125,07	
Среднее	49,93	48,57	1,50	213,65	общая длина измерит. линий.
Уд. вес	3,12	2,66	3,05		
Весов. %% . . .	53,8	44,6	1,6		удельный вес породы, найденный непосредственно, 2,895 **).

Из вышеприведенного можно заключить, что комбинированная ошибка в определении весовых %% едва ли может превышать 1,5% для амфибола и андезина; вероятнее, что она меньше этой цифры.

Андезин породы только слегка серпигтизирован и нелитигтизирован, также весьма редки цонгито-эпидотовые частицы. Как видно из прило-

*) В этом же шлифе В. А. Николаев нашел $A=52,40\%$, $Pl_{36}=47,40\%$ и $Bi=0,2\%$.

**) Среднее из четырех определений: 2,87; 2,86; 2,92 и 2,93.

женной в конце главы таблицы, из шести точных определений средний номер получается равным 36. Почти в каждом его зерне встречаются мельчайшие включения идиоморфных кристалликов анатита, общее количество которого едва ли может превысить 0,1% (анализ породы не показал, как видно, и следов P_2O_5). Изредка заключает мельчайшие зернышки роговой обманки. Иногда, как обычно в такого рода породах²⁴⁾, встречаются псевдодвойникованные зерна и полисинтетические периклиновые двойники (самостоятельные, не сопровождаемые одновременно альбитовыми).

Амфибол роговика, как видно из таблицы, отличается от этого минерала в прилегающем слените: угол погасания у него заметно больше—около 23 в среднем—и угол оптических осей также значительно больше—среднее из десяти точных измерений дало $2V^r = -72 \pm 2^\circ$. Цвет этого амфибола несколько бледнее, чем в слените, сохраняя прежние оттенки: по Xp —светлый зеленовато-желтоватый, по Xg —сине-зеленый, а по Xm —буровато-желто-зеленый при схеме абсорции $Xm \sim Xg \sim Xp$, т. е. по Xm , как и раньше, несколько гуще окрашенный, чем по Xg . Наклонная дисперсия выражена сильнее, чем у роговой обманки сленита, $\epsilon > \delta$. Средний показатель преломления оказался равным около 1,68. Ниже (стр. 38, столбец IV') получен состав этого амфибола на основании данных анализа породы и количественно-минералогического подсчета. Как бы ни относиться к такого рода элиминированию, совершенно очевидно, что оно дает, пусть в грубых чертах, представление о характере минерала, который, как видим, является обыкновенной роговой обманкой, богатой Al_2O_3 , FeO и сравнительно бедной MgO . По W. E. Ford²⁵⁾ такие амфиболы должны иметь сравнительно высокий коэффициент преломления, что соответствует полученному результату. В таблице V' для сравнения приведен анализированный Aug. Rhein²⁶⁾ амфибол, по схеме абсорции и углу погасания (20° ; других данных у A. Rhein нет) подобный описываемому. Минерал находится в «роговообманковом гнейсе» у Римни (Вогезы), судя по всем свойствам породы принадлежащем к амфиболитам: амфибол преобладает (стр. 154) над полевыми шпатами, с преобладающим андезином № 33 (стр. 140, 144), первичный кварц совершенно отсутствует, есть немного биотита, изредка встречается нироксен, и в примеси магнетит и анатит, т. е. порода, содержащая этот амфибол, по составу совершенно аналогична нашей (валовые анализы двух родственных тоже «амфиболовых гнейсов» дали A. Rhein 45,98 и 46,95% SiO_2). Описываемая роговая обманка изредка содержит неправильные включения андезина и местами скопляется кучками до 2—3 мм. в ноперечнике.

²⁴⁾ См. «Микроскопические наблюдения...» Записки Минералог. О-ва, часть 52, 1925 г., стр. 129—130.

²⁵⁾ A Contribution to the optical Study of the Amphiboles. Ann. J. Sci., vol. XXXVII, p. 179 (1914).

²⁶⁾ Beiträge zur Kenntnis des Hornblendegneisses... Mitt. Geol. Landesanst. Elsass-Lothringen, B. VI, 1909, ss. 138—147 u. 154.

Биотит—зеленовато-бурый, почти до бесцветного—расположен в породе по разным направлениям. Изредка содержит мельчайшие неопределимые включения и очень редко неправильные включения андезина. Местами ясно изогнут. В одном месте в породе замечен мельчайший агрегат биотитовидного минерала.

Химический анализ породы, произведенный в лаборатории Геол. Ком. Е. А. Свержинской, дал результаты, приведенные в столбце II. В столбце I приведен взятый у У. Гривеншана²⁷⁾ анализ пород из Вальдфиртеля, названный ката-амфиболо-плагноклазовым гнейсом, причем автор отмечает (стр. 193), что эта орто-порода представляет переход к амфиболитам. В столбце III приведен пересчет на молекулярный состав. По данным вышеприведенного количественно-минералогического состава, в столбце IV получен состав амфибола (анализ II сначала пересчитан на 100), причем для андезина № 36 взято среднее, подсчитанное по справочнику Hinze, а для биотита—анализ, заимствованный у И. И. Безбородько²⁸⁾. Наиболее близким к полученному таким путем составу амфибола оказался приведенный в справочнике С. Doelter²⁹⁾ анализ V амфибола у Римни, о котором только что было сказано.

	I	II	III	IV		V				
				<i>Pl₃₆</i>	<i>Bi</i>	A				
<i>SiO₂</i> . . .	49,47	49,60	0,823	59,49	26,53	35,30	0,56	22,59	41,99	14,48
<i>Al₂O₃</i> . . .	19,24	21,51	0,211	25,27	11,27	18,19	0,29	10,02	18,63	15,25
<i>Fe₂O₃</i> . . .	1,43	2,34	0,015	0,42	0,19	4,82	0,08	2,07	3,85	4,25
<i>FeO</i> . . .	5,06	5,98	0,083	—	—	15,64	0,25	5,74	10,67	15,00
<i>MgO</i> . . .	6,66	3,31	0,083	0,26	0,11	10,79	1,6%	0,17	3,03	5,63
<i>CaO</i> . . .	9,20	10,14	0,181	6,99	3,12	0,92	0,01	7,03	13,07	13,00
<i>Na₂O</i> . . .	4,07	4,05	0,065	6,59	2,94	0,40	—	1,12	2,08	1,75
<i>K₂O</i> . . .	1,97	1,19	0,013	0,98	0,44	9,12	0,15	0,60	1,11	0,80
<i>H₂O</i> . . .	0,98	1,17	—	—	—	—	0,06	1,11	2,06	0,29
<i>H₂O</i> . . .	0,09	0,25	—	—	—	3,72	—	0,25	0,46	—
<i>TiO₂</i> . . .	1,62	0,27	0,003	—	—	2,17	0,03	0,24	0,45	—
<i>F</i> . . .	—	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>P₂O₅</i> . . .	—	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>MnO</i> . . .	—	следы	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>BaO</i> . . .	—	нет	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ . . .	99,79	99,84	—	100,00	41,60	101,07	1,60	53,80	100,00	99,72
уд. вес . . .	2,91	2,835	—	—	—	—	—	—	—	—

II. — 1,88 *RO* : *R₂O₃* : 3,65 *SiO₂* : *R₂O* : *RO* = 1 : 4,5; α = 1,5.

Структура породы роговиковая, по типу торцовой. Зерно равномерное, в среднем около 0,25 мм. в поперечнике, с редкими зернами

²⁷⁾ Die Kristallinen Schiefer. Berlin, 1910, p. 190, № 5.

²⁸⁾ Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов. Лубны, 1918, стр. 124, ст. I.

²⁹⁾ Handbuch der Mineralchemie, В. II, Н. I, 1914, p. 619, № 50. В списке у Doelter две опечатки.

до 0,5 мм. Местами встречаются 2—3 мм. скопления роговой обманки, что придает гломеробластовый характер массивной текстуре породы.

Таким образом, порода представляет собою андезитно-амфиболовый роговик. Последнее название уже ясно говорит за то, что породу надо считать измененной в контакте с сиенитом, т. е. более древней, чем этот последний. На это же, как мы видели, указывает интрузивный контакт сиенита по отношению к роговику. Что касается материнской породы роговика, то он может быть и ортопородой, подобно вышеприведенному «гнейсу» (столбец I), рассматриваемому за ортогнейс (Gibbs и ави (l. c., p. 193), и может также представлять продукт метаморфизации осадочной породы: можно было бы привести анализ амфиболита, происшедшего из известняка, приведенный у F. D. Adams³⁰⁾ и еще более близкий к нашему роговику, чем гнейс I (SiO_2 —50, Al_2O_3 —18,84, Fe_2O_3 —2,57, FeO —5,51, CaO —10,65, MgO —4,63, Na_2O —4,46, K_2O —1,18 etc.). Вообще, после исследований американского ученого вопрос о происхождении метаморфических пород может разрешаться только петрологически, а для последнего данных в нашем случае недостаточно (см. ниже, стр. 83).

В части, прилегающей непосредственно к сиениту, роговик (шл. 29₃) несколько увеличивается в зерне—в среднем зерно около 0,4 мм., появляются наряду с омфацинтом, как обычно, апатит, титано-магнетит и буровато-оранжевый сфен. Одновременно в этом непосредственном контакте изменяется несколько и амфибол, приближаясь по оптическим свойствам к обычному для описанных сиенитов и сиенито-гранитов амфиболу: $2V = -65, -66, -66, -64,5, -64, -64,5; \angle Ng [001] = 21^\circ, 20^\circ$. Андезит также исчезает и заменяется олигоклазом $\angle (010) Ng = 1,5; 1^\circ$, и т. д.

Закрывающий роговик сиенит ничем не отличается от обычной, несколько более темной своей разновидности. Амфибол в нем имеет обычные свои оптические свойства— $2V = -58, -59, -58,5, -60, -62, -59; Ng - Np = 0,015$, и $\angle Ng [001] = \frac{15+17}{2} = 16^\circ$ —и дает местами, особенно в частях, прилегающих к роговику, скопления до 6 мм. в поперечнике, совершенно не отличающиеся по структуре и составу от нижеописанного роговика 36'. В некоторых его зернах наблюдаются, то в центральной части, то с краю, остатки пироксена— $2V = +59,5, \angle [001] Ng = 44,5^\circ, \angle (110) = 84^\circ$, местами совершенно неправильно распределенные по всему зерну амфибола. Последний, кроме того, изобилует в этом скоплении многочисленными, почти исключительно округленными или неправильными, включениями магнетита, более или менее эвгедральными включениями апатита и в меньшем количестве неправильными зернами буровато-оранжевого сфена. Около этих скоплений наблюдается увеличение в сиените количества титано-магнетита, отчетливо более ксеноморфного, чем микроклин, кварц

³⁰⁾ F. D. Adams et A. E. Barlow. Géologie des régions d'Haliburton et Bancroft... Mémoires. № 6. Commission Géologique, Canada, 1911, p. 107.

и олигоклаз. Последний имеет обычный для сениитов состав (№ 19) и отличается от олигоклаза в роговике тем, что не содержит включений апатита.

Более крупнозернистый роговик (30), сидящий в крупнозернистом пегматитовидном сениите с кварцем, имеет зерно в среднем около 0,5 мм., причем отдельные зерна роговой обманки доходят до 3 мм. величиной. Структура по типу торцовой, текстура массивная. Роговая обманка почти такая же, как в предыдущей породе — $2V = 69, 68, 69, 69; \angle Ng[001] = 19^\circ$ и 19° — более бледная, чем в сениитах, содержит местами пойкилобластовые включения плагиоклаза. Последний представлен здесь уже олигоклазом — № 20. Вместе с приближением к непосредственному контакту в роговике появляется микроклин, омфацит, большое количество магнетита титанистого с оболочками сфена, буровато-оранжевого сфена и апатита; последний в содержащем роговик лейкократовом сениите появляется в более крупных кристаллах. Роговая обманка в сениите снова нормальная — $2V = 56,5; 57; 57$.

Наконец, меланократовые включения (36'), наиболее редкие и мелкие, представлены миллиметрово-зернистой породой, роговиковой структуры и массивной текстуры, состоящей почти нацело из одной роговой обманки ($2V =$ в среднем — $75,5; Ng [001] = 21,5^\circ$) с небольшим количеством бурого биотита, кварца, апатита, собирающегося местами кучками, титано-магнетита и омфацита, замещаемого амфиболом (циркон (?) в одном месте). Все эти примеси, расположенные в убывающем порядке, составляют в общей сложности максимум 7% всей массы этого амфиболового роговика. Как указывалось, включения последнего (шлиф 36') встречаются в одном штуде сениита (36) наряду с биотито-амфиболовым олигоклазовым роговиком (шлиф 36).

е. Конгломерат.

Кластические элементы конгломерата представлены, кроме органических остатков, гальками различных пород, из которых наиболее частые — песчаниковые, гранитные, кварцевые и кремнистые — были подвергнуты, наряду с цементом, микроскопическому исследованию.

Хорошо окатанные сантиметровые гальки гранитов (шлиф 40) представлены под микроскопом гиалиноморфно-зернистой породой, в которой зерна микроклина вероятно достигают величины (один шлиф площадью 1 кв. см.) до 5 мм. Олигоклаза в шлифе очень мало, окрашенных минералов совсем нет. Микроклин ($2V = 83^\circ$), хотя и в крупных зернах, но не содержит пойкилитовых включений кварца и олигоклаза: от микроклина описываемых гранитов и сениитов отличается, кроме того, отсутствием криптокритовой ряби и включений пльменита и гематита. В кварце игол рутила не замечено, а мельчайшие округленные включения приходится разыскивать. Местами кварц образует пегматитовые срастания с микроклином. Аляскитовый (?) гранит галек, таким образом, отличается от описанных.

Песчаник — наиболее частый кластический элемент конгломерата.

представлен гальками и местами неправильными желваками, иногда достигающими 6 см. в удлиненном поперечнике, но всюду более или менее окатанными. Кластическими элементами этого песчаника служат: кварц в подавляющем количестве, в виде большей частью угловатых зернышек, заметное количество яркозеленого зернистого, редко пластинчатого ³¹⁾ глауконита; нельзя не заметить также, даже при беглом просмотре шлифа, зерна микроклина и эпидота, остальные же минералы—турмалин, мусковит, олигоклаз, магнетит, пирит и окислы из него, сфен, лейкоксен, циркон, гранат (?—совершенно бесцветные зерна), хлорит и биотит—в совершенно незначительном количестве. Кварц с волосками рутила, частью сильно раздавленный и тогда мутный, редко содержит полосы мельчайших включений: величина его зерен (а также и глауконита) колеблется в среднем около 0,15 мм., довольно часто опускаясь до 0,07 мм. и очень редко (менее десятка зерен на весь шлиф) доходя до 0,5 мм. в поперечнике. Зерна большей частью угловаты, но изредка встречаются великолесно окатанные, отшлифованные зерна несомненно субаэрального ³²⁾ (при такой величине) происхождения. Цемент, составляющий, пожалуй, менее половины всей массы песчаника, представлен фосфатами (качественная реакция показала присутствие в песчанике заметного количества P_2O_5) трех родов и частью, надо считать, глауконитом. Последний иногда расплывается и переходит в цемент, несколько окрашивая грязный, почти бесцветный фосфат цемента, действующий, хотя и слабо, на поляризованный свет. Кроме этого бесцветного фосфата, в центральных, так сказать, частях цемента находится грязно-бурый фосфат (преломление всюду гораздо больше кварцевого), вероятно коллоидный коллофан, не действующий на поляризованный свет совершенно. Этот коллофан, постепенно обесцвечиваясь, переходит в фосфат первого рода. Наконец, вокруг почти всех обломков породы находится фосфат третьего рода, образующий столбчатые оболочки. Столбики всегда перпендикулярны к поверхности облекаемого зерна и имеют длину около 0,006 мм., изредка достигая до 0,013 мм., при толщине, редко уменьшающейся до половины длины ³³⁾. Двупреломление несколько, пожалуй, выше, чем у кварца: преломление выше, чем у мусковита. Удлинение столбиков почти исключительно отрицательное, но изредка по длине столбиков располагается ось Ny , что дает возможность соединить разноречивые данные Я. В. Самойлова и В. Н. Лучинского ³⁴⁾. Несомненно, эти три рода фосфатов представляют изменение первоначально одного вещества; замечательна постоянная связь столбчатого фосфата с кристаллическими обломками. Порода представляет собою,

³¹⁾ L. Cayeux. Introduction à l'étude pétrographique des roches sédimentaires. Paris, 1916, p. 246.

³²⁾ См. Victor Ziegler. Factors influencing the Rounding of Sand Grains. Journal of Geology, XIX, 1911, pp. 645—654.

³³⁾ См., напр., фиг. 4, табл. VII у Я. В. Самойлова. К вопросу о фосфоритах Феррары. Тр. Ком. Моск. Сельск. Инст. по иссл. фосфоритов, т. V, стр. 740. Москва, 1913.

³⁴⁾ Тр. Ком. Моск. Сельск. Инст., т. IV, стр. 659 и т. V, стр. 703 и 737.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ ОПТИЧЕСКИХ КОНСТАНТ АМПЕРАТОР.

Идентификация (*)

Роговые оболочки (**)

№№ шлифов.	Координаты осей или плоскостей с осями			Закон дв-ва.	Индексы спайности или шва сш.	21 [†]	№ плагно-клаза.	Примечания.	№№ шлифов.	100 [†]	21 [†]	Примечания.	
	Xp	Yp	Zp										
27	3,5	81,5	9	(010)	(001)	88+ 89,5	20	или № 17; (010) Xp = 3,5; Yp = 81,5	28	17	63	∠(110) = 124,5 ∠(110) = 123°	
28	3	89		(010)	(001)	89	20	или № 17 — в рогоvice (010) Xp = 3,5 — и сш-нитре	291,2	23,5	71	в рогов. вдали от контакта	
291,2	11	81	9	(010)	(001)	85+ 84,5	35	поп. направлению двойника периллюнового	23	21,5	73	Там же для 21 [†] : — 73; — 72,5; — 72; — 72; — 73; — 71,5; — 69,5; — 71,5	
	18,5	87		(010)	(010)		36		30	19	69; — 68; — 69	∠(110) = 126 в рогов. в шелите	
	18		72,5	(010)	(010)		36		36	19,5	61; — 60,5	∠(110) = 122	
	18		72	(010)	(010)		36			18,5	71; — 73	∠(110) = 124,5; Xp = 21,7	
	3,5	89		(010)	(010)		20	или № 17		22	70,5; — 70,5; — 69,5	∠(110) = 127; Xp = 18,5	
	15	ок. 90		(010)	(001)		3	ободочка и отл. зерно		20,5			Угли 21 [†] для рогович. оболочки найдены в шлифе — 59,5; 34 — 58,5 и — 58,5; 37 — 58 — Пироксены (**)
31			5	(001)	(001)	88	20	в рогоvice					61 +
32		81	9,5	(001)	(001)	89	18	целю					
34		89,5	6,5	(001)	(001)	89	20	ободоч., в самом краю; очень узкому; еще					
35		84	5,5	(001)	(001)	79,5	10	целю, в краю сше кист.					
		79	11,5	(001)	(001)	78	5	ободоч., в самом краю; очень узкому; еще					
		81	18	(001)	(010)		7	кшдее					
		12	78,5	(010)	(010)		20	или № 17					
36		89		(001)	(001)	90	19	в шелите					
		3,5	89	(010)	(010)		20	или № 17 — в рогоvice					
		88	8	(010)	(001)		16	в рогоvice					
38		89,5	10,5	(001)	(001)		9	в рогоvice и перитов. простотки в микроклин					

[†] индекс для микроклинных пород № 19

[‡] См. примеч. на стр. 16—17 и 27. Если для угла 21° есть несколько цифр, то они найдены в различных зернах.

21[†] в шлифе 27: — 83° (микроданы) и в шелитной части + 61°
 21[†] в шлифе 34: — 80 и 80°, причем ∠(010) (001) = 89,5° и { (001) Xp = 80°, (001) Xp = 14,5°, (010) Xp = 83°

таким образом, тонкозернистый (по Wenthworth ³⁵) фосфоритовый песчаник. Следует еще отметить, что песчаник в порошке некипает от соляной кислоты, хотя кристаллического карбоната и не имеет и следов. Почему цемент такого поликластического песчаника надо считать, согласно Schädler ³⁶, вторичным по карбонатовому, мне осталось непонятным.

Хорошо окатанные кремневые гальки конгломерата состоят из очень тонкокристаллического кремнезема, вероятнее всего кварца, судя по обособлению этого последнего в несколько более крупных зернах такого же строения. Порода перенасыщена остатками организмов: слоевищами (thalles) водорослей, иглами губок (*Monactinellidae*) и раковинками фораминифер (*Endothyra* (?)) — «более всего похожа на этот род» по Б. К. Дихареву и, вероятно, радиолярий. Кварцевая масса породы сильно загрязнена мутными, почти непрозрачными частицами и представляет собою вторичный продукт.

Цемент в конгломерате присутствует в небольшом количестве. Он представлен тем же светложелтоватым, буроватым и темнобурым, как бы сетчатым фосфатом, то ясно кристаллическим, то не действующим на поляризованный свет. Этот цемент местами состоит из почти чистых фосфатов, местами к нему примешано небольшое количество кластического материала, такого же, как в вышеописанной песчаниковой гальке, но почти нигде не окруженного, при большом количестве цемента, столбчатым фосфатом. Иногда в шлифах, изготовленных из конгломератового цемента, присутствуют зерна кварца до 3 мм. в поперечнике.

Таким образом, в трещинах отдельности сленитов, наряду с меловой (по составу) брекчией, присутствует и фосфоритовый конгломерат.

Глава IV. Выход у сел. Басовки.

Литературные сведения. В геологической литературе этот выход впервые отмечен мною в годовом отчете Геологического Комитета за 1921 г. На упомянутой выше (примечание 23) карте подробных планов р. Дона «сплошной камень» показан в 200 саж. ниже ответвления басовского рукава р. Дона (по этому рукаву), в 25 саж. вглубь от правого берега. Самый берег показан каменистым, а дно рукава отмечено состоящим из «мягкого камня и гравия», так что эти указания не относятся к гранитному выходу. Наоборот, у инж. А. И. Легуна ³⁷) указано определенно на выход гранита по басовскому рукаву.

³⁵) A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. Journ. of Geol., XXX, 1922, p. 377—392.

³⁶) «Ausbildung des Phosphorits im Gault Vorarlberges.» Tsch. Miner. Petrogr. Mitt., Festband Fr. Vescke, Wien, 1925, p. 206.

³⁷) Воронеж-Ростовский Водный Путь. Воронеж, 1909 г., стр. 33. К этому выходу меня привели многочисленные расспросы у местных жителей относительно камней, «выросших из земли» и подобных буйловским. Один из местных жителей знал даже о камнях у хут. Свинохи, так что указания сельчан, что между Павловском и Русской Вуйловкой и далее вниз верст на 5 выходов нет, надо считать, невидимому, правильными.

Местонахождение и геологическая обстановка. Гранитный выход находится у самой воды, на правом берегу так называемого басовского рукава р. Дона, между запрудами №№ 2 и 3, около 1 версты от начала рукава. Направление отсюда на крест Павловского собора около $NE-50^\circ$ (см. табл. 1, точку 4 нар. п. 1). Длина выхода ок. 50 м., ширина 21 м. и высота в наивысшей точке над уровнем воды в рукаве около 3 м. (13 августа 1924 г.). Обнажение имеет округленную сглаженную поверхность, которая всюду или прикрыта тонкой пленкой ила, оставленного весенними водами, или потемнела от загара. Свежей поверхности нигде не видно, как не видно равным образом и признаков взрывных работ. С 25-метровой высоты меловых обрывов правого склона долины р. Дона в этом месте ясно видно, что гранит выхода имеет продолжение на некотором протяжении и под водой, так что цифра направления удлинения выхода $NW-SE-340^\circ$ быть может должна быть уменьшена. На левом берегу протока обнажены в этом месте наносы, высотой около 3 м., состоящие из песка и глины. На правом берегу гранит уходит под меловые (пшущий мел) осыпи по направлению в береговой откос. В каких-нибудь 6 м. от крайней, видной на поверхности и обращенной к откосу точки гранитного выхода образована промоина в откосе берегового обрыва. В этой промоине видны коренные меловые породы (турон и коньяк по В. Н. Крестовникову), несколько не измененные и находящиеся на высоте ок. 4 м. над уровнем гранита выхода. Совершенно очевидно, что гранит уходит здесь под меловые породы правого берега, не оказывая на них ни малейшего воздействия.

Наконец, в этом месторождении гораздо больше темнобурого конгломерата, совершенно подобного таковому же в верхнем выходе у Новокаменки и опять-таки зававшего в трещины отдельности гранита *).

Строение выхода гранитной массы. Сообразно состоянию плоско-округленной поверхности выхода и вследствие отсутствия взрывных работ, трещины отдельности проявляются не так ясно, как на буйловских породах. Наиболее, пожалуй, ясная вертикальная система трещин с простиранием $NE-260^\circ$, 257° , 257° , 261° , 255° , т. е. в среднем 258° , повторяется чаще остальных. Другая также вертикальная и часто повторяющаяся имеет простирание NW около $350^\circ \pm 15^\circ$. Остальные, как и в Буйловках, не имеют более или менее постоянного направления и пересекают месторождение почти во всех возможных направлениях.

Пегматитовые и аплитовые жилы небольшой (до 10 см.) мощности так же, как и на верхнем новокаменском выходе, изменчивы по простиранию, пересекаются, разветвляются, утоняются и утолщаются, по

*). Считаю совершенно необходимым обратить внимание на большое количество конгломерата в этом обнажении. Не желая портить важных геологических документов—здесь необходимо иметь большую балду и ассортимент зубил и молотков для рационального извлечения оваленолостей и самого конгломерата (прекрасная гастеропода в новокаменском выходе пропала вследствие недостаточности инструментария),—я оставил конгломерат в этом обнажении почти нетронутым. К сожалению, невидимому, специалист-палеонтолог В. Н. Крестовников в выходе этого не видел.

встаки позволяют с уверенностью выделить преимущественное простирание, равное ок. 350° .

На этом выходе, не в пример прежним, находятся две мощные (2,3 и 1,4 м.) аплитовые жилы, пересекающие с постоянной мощностью весь гранитный выход по всей его ширине и имеющие простирание обе по $NE-232^\circ$, при вертикальном (?) падении. Обе эти жилы имеют отчетливые зальбанды. Между ними находится несколько менее мощных (0,85 до 0,23 м.) жил того же самого направления, но уже не всегда сохраняющих свою мощность: 1) аплитовая жила, с мощностью 0,85 м., содержащая недалеко от зальбандов грубозернистый пегматит, сходит через 14,5 м. на нет (в одну сторону); 2) аплитовая жила, с пегматитом у зальбандов и недалеко от последних в теле самой жилы, с постоянной мощностью 0,23 м.; 3) аплитовая жила, с мощностью около 0,29 м., скоро, разветвляясь, сходит на нет, сохраняя, однако, и в разветвлениях прежнее (230°) направление; 4) длинная искривленная аплитовая линза, совершенно напоминающая гистерогенетические шпиры прежних выходов.

Характерною особенностью двух вышеуказанных аплитовых жил является то, что обе они разбиты очень постоянною и правильною вертикальною отдельностью с простиранием $NW - 286^\circ \pm 4^\circ$. Среди других отдельностей этих двух жил наиболее заметная, но гораздо менее ясная, частая и постоянная имеет направление NS и $NE - 190^\circ$. В двух местах совершенно отчетливо видно, как две трещины отдельности в самом граните, направленные одна на $NW - 170^\circ$, другая на NS , доходя до жилы, не имеют видимого продолжения в ее массе, а затем снова появляются за жилой в граните (табл. II, рис. VIa). Но уже из вышесказанного относительно второй системы трещин в жилах (180 и 190°) следует, что из этого обстоятельства никаких выводов сделать нельзя; и действительно, в одном месте удалось разыскать (на табл. II, рис. VIb), что отдельность гранита (около 180°) имеет видимое продолжение в теле жилы *).

Породы выхода и их взаимоотношения. Наиболее распространенная, обычная, разность представлена (обр. и шлифы 42) светлососовым гранитом, в котором в массе соответствующего цвета полевых шпатов, не отличимых друг от друга макроскопически и имеющих иногда вид солнечного камня, находится бесцветный, местами сероватый кварц и небольшое количество биотита. Роговой обманки макроскопически и в дуну отыскать невозможно. Структура породы порфировидная: в массе с величиною зерна в 1,5—2,5 мм. в поперечнике выделяются зерна полевого шпата, имеющие большую частью поперечник в 1—2 см., но иногда достигающие величины в $3,5 \times 1,5$ кв. см. по площади. Местами обычная разность несколько, заметно для глаза, обогащается

*) «Разыскать» написано с умыслом. Отсюда следует, с какою осторожностью надо подходить к магматической тектонике: только в хорошо вскрытых каменоломнях можно говорить об отсутствии трещин известного направления в массе гранита; на простых выходах они могут остаться незамеченными без тщательных розысков в этом направлении.

биотитом (44). иногда, наоборот, количество биотита ясно уменьшается (43). Местами даже простым глазом можно заметить во всех этих породах желтовато-белый минерал (лейкоксен).

В этом месторождении также многочисленны пегматитовые жилы, только в 2—3 местах раздувающиеся до мощности в 10 см., большей же частью имеющие мощность от 1 до 3 см., и шпирообразные пегматитовые выделения, иногда так же, как в прежних выходах, с центральной кварцевой частью более крупного зерна. Мелкие аплитовые жилы переходят иногда к зальбандам в пегматит с заметно более крупным зерном. У всех этих гранитных аплитов и пегматитов цвет совершенно тот же, что у гранита выхода, — не мясно-розовый, как на прежних выходах, а светло-лососий. Точно так же и окрашенный минерал является всюду только биотитом. В мощных аплитовых жилах, имеющих такие же свойства (46, 47, 47¹, 48), наблюдается переход светло-лососевого аплита в серую разность по направлению к поверхности жильной массы. Такое посереение наблюдается также у зальбандов и трещин отдельности и связано, невидимому, с процессами выветривания. В одном месте наблюдается картина, представленная на табл. II, рис. Va: центральная часть представлена красно-оранжевой разностью, по направлению к трещине отдельности и современной поверхности наблюдается переход в серую разность. На штуфе 47 коллекции, представленном на табл. II, рис. Vb, между обеими разностями аплита наблюдается тонкий слой (3—4 мм.) более темного аплита (полоска b на рис. Vb), имеющего синевато-серый цвет. Обе мощные аплитовые жилы заключают в свою очередь тонкие (мощность до 6 мм.) пегматитовые (49) и кварцевые (46) прожилки, иногда тянущиеся на довольно большое протяжение, местами же выклинивающиеся быстро в обе стороны.

Характерною особенностью басовского выхода является совершенное отсутствие меланократовых включений, подобных таковым же на прежних выходах. Самые тщательные, вполне естественные на основании всего предыдущего, поиски в этом направлении дали отрицательный результат и привели только к тому, что в одном месте, на протяжении десятка сантиметров, в аплите была встречена неправильно разветвляющаяся полусантиметровая полоска, состоящая из мелкозернистой породы, очень сильно обогащенной биотитом и похожая макроскопически на неправильную керсантитовую жилку.

Петрографическое описание пород выхода.

а) Обычная разность (образец и шлифы 42).

Порода состоит из олигоклаза (Pl_{19}), кварца (Q), микроклина (Mi), биотита (Bi), хлорита (Ch), образующегося из биотита, титанистого магнетита (Mg), апатита (Ap) и лейкоксена (Sph) в следующих объемных соотношениях, найденных линейным методом в четырех шлифах, общей площадью ок. 13 кв. см.

Относительную надежность полученных цифр можно вывести из приведенных результатов, приняв во внимание еще и то, что, как указывалось, в породе имеются местами вкрапления до $3,5 \times 1,5$ см.

	<i>Pl₁₉</i>	<i>Q</i>	<i>Mi</i>	<i>Bi</i>	<i>Ch</i>	<i>Mg</i>	<i>Sph</i>	<i>Ap</i>	Длина измер. аперт
1-й шлиф	59,50	24,80	11,40	3,10	0,10	0,40	0,60	0,10	265,32 мм.
2-й „	33,40	33,70	28,30	4,10	0,40	0,00	0,00	0,10	184,79 „
3-й „	41,60	27,80	26,20	3,30	0,20	0,50	0,30	0,10	208,78 „
4-й „	26,70	27,90	42,80	2,20	0,30	0,00	0,00	0,10	157,28 „
отсюда среднее для объемных %%.	40,30	28,50	27,20	3,25	0,25	0,20	0,20	0,10	$\Sigma = 100\%$
приним уд. веса минералов	2,64	2,66	2,55	3,05	2,80	5,17	3,40	3,20	—
найдем количествен- ный минеральн. состав в несо- вых %%.	40,3	28,7	26,3	3,7	0,25	0,40	0,25	0,10	—

при общем уд. весе породы 2,642 (непосредственно найдено 2,693).

по площади ³⁸). К упомянутым минералам следует добавить включения ильменита и гематита в микроклине, волосовидные включения рутила в кварце, сфен и циркон; последний иногда с плеохронным двориком вокруг своего включения в биотите.

Главные минералы: олигоклаз, кварц и микроклин (2 $\Gamma = -81$ и -82) обнаруживают совершенно те же свойства и особенности, что и в сиенито-граните у Русской Вуйловки (стр. 7—10). Олигоклаз такого же точно состава—№ 19 (см. результаты измерений в конце главы: четыре точных измерения сверх приведенных в таблице дали для угла (010) γ величины 1,5°, 1°, 1,5° и 1,5°) имеет местами довольно правильные ограничения в отдельных зернах (см. табл. V, рис. 25а), чего нельзя сказать ни о микроклине, ни о кварце. Во включениях олигоклаз чаще с неправильными, как бы раздробленными ограничениями. На табл. VI, рис. 27а приведено одно из таких включений олигоклаза в микроклине. Толстым контуром обведено основное (№ 19) ядро; кругом его идет кислая оболочка, местами точно повторяющая (табл. VI, рис. 27а, точка *a*), внешние очертания минерала, иногда же резко отличающаяся от последних, что зависит, очевидно, от неправильности пространственного ограничения включения плагиноклаза. Штриховкой на рисунке показан мirmekит; как видно, последний прилегает частью непосредственно к основному ядру (у точки *c*, табл. VI, рис. 27а), частью отделен (у точки *b*) узкой каймой кислого (№ 3) плагиноклаза оторочки. Плагиноклаз мirmekита (последний находится и у точки *d*) имеет абсолютно ту же ориентировку, что и оторочка, т. е. относится к почти чистому альбиту (№ 3).

³⁸) Пользуясь теорией вероятности, можно получить некоторые числовые характеристики на приведенных результатах измерений в четырех шлифах. Средняя квадратичная и вероятная ошибки в определении объемных %% плагиноклаза, кварца и микроклина будут равны соответственно: 7,1%, 4,8%, 1,86%, 1,25%; 6,4%, 4,3%. Отсюда можно получить, оставляя без внимания другие соображения, что, для определения в породе объемного содержания плагиноклаза с точностью до 1%, потребовалось бы сделать измерения в 51 шлифе, принимая в то же время, что 4 сделанных определения произведены в каждом шлифе совершенно точно. Предварительный подход к такому рода соображениям сделал В. А. Искола в своем в статье: «Некоторые замечания о линейном методе геометрического анализа горных пород». Статья находится в рукописи и будет помещена в «Записках Минералогического Общества», ч. 54.

Здесь совершенно очевидно, что явления мirmekитизации и появления кислых оторочек в стыках олигоклаза с микроклином имеют совершенно одинаковое происхождение. На табл. VI, рис. 26а отмечено явление, наблюдавшееся и в ранее описанных породах: вокруг некоторых включений кварца в олигоклазах наблюдаются неправильные оболочки из микроклина (см. также табл. V, рис. 24 для шлифа 44). Это явление показывает, что или кварц включений такого же происхождения, как в мirmekитах, или что микроклин вторичный и замещает плагноклаз от наиболее уязвимых мест в последнем, т. е. от стыков с другим минералом — кварцем.

Биотит, плеохропующий от светложелтого до темнозелено-бурого, почти черного цвета, обнаруживает некоторое расхождение гинербола; двупреломление его обычное — около 0,043. Как и главные минералы, большею частью лишены правильных ограничений (см., напр., табл. VI, рис. 28), что обуславливается частью явлениями катаклаза. На табл. VI, рис. 29 представлен биотит, решительно ничем не отличающийся от первичного, который иначе как вторичный трактовать невозможно: тонкими прожилками он проникает в трещины спайности плагноклаза. Биотит содержит иногда идиоморфные включения апатита и циркона, изредка совершенно ксеноморфные включения плагноклаза и кварца (не исключена возможность, что это не включения, а просто углубления двух последних минералов в биотите), и сам изредка в виде правильных зернышек включен в плагноклазе и микроклине.

Апатит в отдельных мелких зернах идиоморфен, в более крупных зернышках и в небольших скоплениях мелких зерен ксеноморфен. Циркон, встреченный в 5—6 местах в 4 шлифах, всюду идиоморфен — величина зерна до 0,07 мм. — и очень тонко зонален; в стыках с апатитом идиоморфнее последнего. Титанистый магнетит — в двух местах замечена оболочка сфена — в небольшом количестве; в одном-двух местах ксеноморфнее бесцветных минералов.

Желтовато-белые в отраженном и непрозрачные в проходящем свете псевдоморфозы, обозначенные в вышеприведенном подсчете условно символом *Sph*, судя по ограничениям, наблюдавшимся в шлифе и подобным формам *a*, *b* и *d* на табл. V, рис. 22, являются продуктами замещения ильменита и, возможно, сфена. Последнего в породе в свежем состоянии меньше, чем циркона; цвет не буро-оранжевый, а серый.

Роговой обманки нет и следов.

Для химического анализа, произведенного в лаборатории Геологического Комитета Ю. Н. Купович, было использовано около 400 куб. см. породы (42). В столбцах I и II, для идентификации породы с химической точки зрения, приведены взятый у R. A. Daly¹⁵⁾ средний (из 47) анализ докембрийского гранита и (II) заимствованный из последней работы J. J. Sederholm³⁰⁾ средний (из 5) анализ постоботнийского гранита южной Финляндии; оба эти анализа, как видим, почти

¹⁵⁾ *l. c.* p. 19, col. I и p. 39, col. I.

³⁰⁾ The Average composition of the Earth's Crust in Finland. Bull. № 70. Com. Géol. Finl., 1925, p. 4.

тождественны химическому составу описываемой породы, приведенному в столбце III; в столбце IV дан пересчет III на молекулярный состав, и, наконец, столбец V представляет пересчет анализа породы на минералогический состав. Этот, конечно условный, пересчет производился следующим образом. Из микроскопических наблюдений взяты данные о количестве хлорита и псевдоморфоз, принимаемых за сфен, а также теоретический состав олигоклаза № 19, в состав которого для получения по CaO этого номера было присоединено 5,88% ортоклаза, замещающего альбит. Состав биотита, вычисленного по остатку 0,50 MgO , взят из книги Н. И. Безбородько²⁸⁾. Остаток глинозема 0,47% пересчитан на Pl_{10} и Or но так называемой «глиноземной поправке» Н. И. Чирвинского⁴⁰⁾. Все цифры, по которым определялось процентное количество минералов, выделены особо, и дальнейших пояснений в этом направлении не требуется. Неиспользованный остаток — 0,19 FeO и 0,08 MgO — произошел вероятнее всего за счет несоответствия принятого состава биотита действительному, и, сверх того, не хватило окиси титана; впрочем, надо оттенить, что это несоответствие, конечно, больше, чем полученное, так как в породе находятся в виде включений в микроклине пльменит и гематит. Соответствие пересчета с найденным (нижняя строчка) из линейного анализа, принимая во внимание вероятные ошибки (см. примечание на стр. 47), во всяком случае вполне удовлетворительное.

Структура породы порфиридная (полевой шпат); гнидоморфнозернистость и здесь (ср. № 10, стр. 13) намечается идиоморфизмом примесей и пойкилитовыми включениями кварца и олигоклаза в микроклине, причем, как указывалось, олигоклаз очень редко встречается и в отдельных идиоморфных зернах (табл. V, рис. 25a); если прибавить еще, что и биотит большею частью ксеноморфен, то общий наналлотриоморфный облик структуры будет понятен. Несомненно, что такая структура обусловлена здесь, главным образом, явлениями катаклаза: зерно при средней величине в 1,5—2,5 мм. опускается в поясах и участках раздробления до 0,1 мм. и менее, наблюдается смещение двойниковых полосок микроклина, изгиб двойниковых полосок олигоклаза, появление вторичных двойников у периферии зерен последнего, не продолжающихся в центральную часть, изгиб и иногда нойчатость биотита, резкое волнистое угасание и разломанность кварца, обнаруживающего участками зубчатую структуру. Текстура породы массивная.

Таким образом, обычная разность басовского выхода представляет собою типичный рапакивиобразный биотитовый гранит.

Более светлая, чем обычная, разность (43) под микроскопом ровнишчем не отличается от обычной; плагиоклаз в ней тот же ($\underline{1}$ (010) $Ng=2^\circ$ и $1,5^\circ$); биотита макроскопически заметно меньше.

²⁸⁾ Контактные взаимоотношения гранитов и гнейсов. Лубны, 1918 г., стр. 124, столбец III.

⁴⁰⁾ Количественный минералогический и химический состав гранитов и гнейсов. Москва, 1911 г., стр. 509 и 525.

Более темная разность (44) отличается от первых двух большим количеством биотита, меньшим количеством кварца (в шлифе площадью $1,8 \times 2,1$ кв. см. найдено под окуляр-микрометром 13,8% кварца) и присутствием совершенно незначительного количества роговой обманки. Местами пидноморфной (в среднем 0,13% в трех шлифах). Роговая обманка по цвету и константам тождественна предыдущим: $Ng - Np = 18^\circ$, $\angle Ng [001] = 17^\circ$, $2V = \text{ок. } 60$ —. Олигоклаз тот же — $\angle (010) Ng = 2,5^\circ$ и 3° . В этой разности более ясна гнидономорфно-зернистая структура, хотя снова катаклаз отчетлив, — зубчатые стыки между различными минералами. Порода представляет собою ранакивиобразный биотитовый сенинто-гранит и интересна в том отношении, что указывает на такого рода расщепление и в негибридизированной породе.

б) Аплиты и пегматиты.

Ни в одном из пегматитов выхода не удалось обнаружить роговой обманки; точно так же во всех шлифах (46, 47^к, 47^с, 47^г, 48 и 49) аплитов окрашенным минералом является исключительно биотит, очень часто хлоритизированный: роговой обманки нет и следов.

Полумиллиметрово-зернистые биотитовые аплиты отличаются от пород этого типа только в том отношении, что структура не типичная пидноморфная, а имеет паналлотриоморфный облик⁴⁴⁾, обусловливаемый явлениями катаклаза: двойниковые полоски обонх полевых шпатов местами изогнуты, иногда флексуриобразно, кварц резко волнистый и часто разломанный, пластинки хлорита изогнуты, и последнего минерала для аплита сравнительно много.

Микроклин почти совершенно свежий — только местами слабо политизирован и со спорадическими редкими зернышками серицита и мусковита. Пертиты, волокнистые, и криптонертитовые образования редки ($2V = -81, -81$).

Плагиоклаз, наоборот, большею частью сильно разрушен в смесь глинистых продуктов и серицита, иногда с мусковитом и цонзито-эпидотовым минералом. Во всех случаях этот разрушенный плагиоклаз оказывается более кислым, чем олигоклаз гранита, и несколько варьирует в составе, повидимому в связи со степенью разрушения⁴⁵⁾, а именно: в шлифе 46 углы $\perp (010) Ng$ (полные измерения см. в конце главы) найдены равными — 14; 15,5° и 15,5°, что соответствует № 3; в шлифе

⁴⁴⁾ Пидноморфную структуру следует отличать от паналлотриоморфной, оставив первую для структур первичных, хотя *Ozawa* в последнем издании «*Elemente der Gesteinslehre*» и делает этого (ср. стр. 74 и 293 . . . 4 учебника). В последнем случае зерна совершенно ксепоморфны, что обуславливается или катаклазом, как в данном случае, или условиями кристаллизации в твердом состоянии, как в кристаллических сланцах, роговиках с розетковидной структурой, или как, напр., при раскристаллизации микрофельзита и стекол — «паналлотриоморфный кварцево-полевошпатовый агрегат» *Rosenbusch*. По внешнему виду под микроскопом структуры эти в типичном своем проявлении совершенно различны.

⁴⁵⁾ Совершенно очевидно, что это разрушение (ср. также стр. 25) не является выветриванием. Предполагать, что последний процесс отразился только на полумиллиметрово-зернистой породе по всей ее массе, не затронув еще в большей степени более крупно-зернистый гранит, весьма неровного зерна и местами с катакlastической структурой, разумеется невозможно.

	I.	II.	III.	IV.	Ch	Bi	Sph	Ap
SiO_2	71,06	72,34	71,72	1,195	0,08	1,734	0,08	
Al_2O_3	14,10	14,31	14,18	0,139	0,03	0,866		
Fe_2O_3	1,46	0,72	1,20	0,008		0,32		
FeO	1,63	1,40	1,46	0,020	0,01	0,546		
MgO	0,59	0,50	0,59	0,015	0,09	0,510		
CaO	1,88	1,51	1,83 *)	0,033		0,04	0,07	0,17
Na_2O	3,24	3,09	3,02 *)	0,049		0,02		
K_2O	4,50	5,13	5,00	0,053		0,45		
$H_2O +$	0,69	0,61	0,38		0,04	0,21		
$H_2O -$			0,14					0,13
TiO_2	0,48	0,26	0,23	0,003		0,15	0,10	
P_2O_5	0,10	0,04	0,13	0,001				
F			нет	—				
MnO	0,18	0,01	0,08	0,001				
BaO	0,09		0,19	0,001				
Ул. вес	100,00	99,92	100,15		0,25	5,14	0,25	0,30
Ул. вес	2,660		2,693		0,25	5,14	0,25	0,30
Ул. вес	2,642	п а л д е н о			0,25	3,7	0,25	0,10

III — 1,12 RO ; R_2O_3 ; 8,17 SiO_2 ; R_2O ; RO = 1,63; α = 3,96.

*) Цифры проверены повторным анализом Ю. П. Книпович.

Mg	An	Ab	Or	Or	Zls	Оста- ток.	Глиноземная поправка.		Оста- ток.
							Pl ₁₉	Or	
	3,33	17,51	3,81	13,67	0,14	31,37	0,84	0,60	29,93
0,88	2,82	4,94	1,08	3,86	0,12	0,47	0,30	0,17	
0,10						0,19			0,19
	1,55								
	3,00								
	получается Pl ₂₂		0,90	3,56		0,13			0,13
						-0,02			-0,02
					0,19				0,08
1,28	7,70	25,45	5,88	21,19	0,45	—	1,14	0,77	0,38
1,28	Pl ₁₉ — 40,17			Or — 22,31		—	—	Q — 29,93	
0,40	—	40,3	—	26,3	—	—	—	—	28,7

ТАБЛИЦА ИЗМЕРЕНИЙ ПЛАГИОКЛАЗОВ.

№ № таблиц	42				43		45			46		47		(U)	
	№	13	87	1	83	13	89,5	15	14,5	15	15,5	18,5	12,5		87
Координаты осей или плоскостей с осями	№	ок. 90	18,5	12,5	87	77,5									
	№						11		89			72	77,5	12	13,5
	Угол			7,5		6									
Закон двойника	(010)	(010)		(010)			(010)		(010)			[100]		[001]	
Плоскости двойности или лица			(001)		(001)	(010)	(001)		(010)	(010)	(010)		(010)		(001)
2 T				81,5			— 89,5	89,5				1-82,5, +79	78+		
№ плагиоклаза	19	5	21	19	22	19	16	19	3	3	3	5	5	13	11
Примечания		и др.	и др.						и др.	и др.					

Средние для гранитов — № 19; для андизитов — № 4 и № 11.

47° те же углы = 10°, 6°, 8°, т. е. № 11; в шлифе 48—8° и 8°, т. е. № 11. В серых аплитах имеем то же самое: шлиф 47^а (табл. II, рис. Vb, часть b) — (010) $N\gamma = 8,5^\circ; 8^\circ; 7,5^\circ; 7^\circ$ и 8°, преломление меньше кварцевого, т. е. № 11; 47^а (часть a, рис. Vb) — 8° и 7,5°; 47^с (часть c) — № 11; шлиф 49—7,5° и 8°, т. е. № 11. Таким образом, за исключением аплита 46, всюду имеем один и тот же альбит-олигоклаз № 11 (в нижнем новокаменском выходе мы имели в аплите тот же состав: см. стр. 25—26).

Кварц в аплитах такой же, как в гранитах, только волосовидные включения рутила здесь редки.

Биотит почти весь хлоритизирован. В нескольких местах замечен в шлифе пирит.

Выделить как-нибудь серые и темносерые (табл. II, рис. Vb) разновидности от светло-розовых под микроскопом не удается: в первых, пожалуй, больше глинистых продуктов.

Наконец, разысканный только в одном месте в аплитовой жиле небольшой меланократовый участок (45) представляет собою настоящий конституционный шпир, обогащенный биотитом и состоящий из олигоклаза, микроклина, кварца и биотита в убывающем порядке. Олигоклаз здесь имеет тот же состав, что и в граните ((010) $N\gamma = 1,5^\circ; 2^\circ$), и зонален в стыках с микроклином. Биотит коричнево-бурый. Заметное количество непрозрачных желтовато-белых псевдоморфоз. В аплите, заключающем этот шпир, плагиоклаз сильно разрушен и имеет состав почти чистого альбита (№ 3); микроклин, довольно свежий, имеет прежние свойства ($2V = 75, — 80$).

Фосфоритовый конгломерат басовского выхода совершенно подобен таковому же у Новокаменки, но составляющий его песчаник имеет более крупное зерно: средняя и наиболее частая величина зерен ок. 0,5 мм. (вместо 0,15 мм. в новокаменском), изредка зерно увеличивается до 2 мм. и опускается до 0,2 мм. Соотношения между цементом и кластическим материалом те же, что в вышеописанном фосфоритовом песчанике; цемент во всем подобен прежнему.

Глава V. Остальные выходы гранитов в Воронежской губернии.

«Выходы» между Острогжским и Бирючем. Н. С. Тарачков, открывший Павловские граниты, указал в 1873 г. ⁴²⁾, что помимо последних им обнаружено еще два выхода гранитов по дороге из г. Острогжска в г. Бирюч: один у селения Репенское, другой около сел. Ольшаны. Подробные сведения относительно обоих этих «выходов», доказывающие ошибочность заключения Н. С. Тарачкова, даны мною в годовом отчете Геологического Комитета за 1921 г. Оба «выхода» являлись в действительности большими валунами, из которых валун у сел. Ольшаны вывезен с места своего нахождения.

⁴²⁾ Газета «Дон», № 28 за 1873 г.

Ренепский валун, величиною $1 \times 0,6 \times 1,8$ куб. м., представлен гранитом (шлиф и обр. 51), отличающимся от вышеописанных и по цвету, и по структуре. Довольно равномерно зернистый не порфировидный гранит, с величиною зерна, колеблющеюся от 3 до 6 мм., имеет розовато-оранжеватую окраску. На фоне соответствующего цвета полевых шпатов, не отличимых макроскопически друг от друга, легко отмечаются многочисленные зерна черно-серого кварца и незначительное количество роговой обманки, наряду с которой можно иногда заметить и биотит. Под микроскопом обнаруживаются еще апатит, магнетит, циркон и вторичные продукты: глинистые, железистые и эпидото-цонзитовые частицы, хлорит, биотит и редко кальцит. Судя по наблюдениям в двух шлифах, микроклина несколько больше, чем плагиоклаза: количество кварца соответствует требуемому для гранитов.

Плагиоклаз представлен альбитом № 10 — $B_2Ng = 9^\circ$; $B_2Ng = 10^\circ$; $PNm = 17,5^\circ$, $PNg = 81,5^\circ$, преломление менее кварцевого — местами сильно разрушенным. Наблюдаются явления окисления в стыке с калиевым полевым шпатом и мирмектитизация. В одном месте отчетливо видно, что в стыке с микроклином образуется узкая каемка, более кислая по составу, чем ядро, затем идет зона несколько более основная, чем наружная, и в этой зоне находится мирмектит, причем часть кварцевых вростков этого мирмектита начинается в самой кислой наружной кайме, не доходя, однако, до стыка с микроклином (см. табл. VI, рис. 30).

Весь калиевый полевой шпат следует отнести к микроклину, частью решетчатому, в большинстве же случаев обнаруживающему только пятна зародышей решетки в больших перешетчатых зернах. Константы, конечно, при этом совершенно одинаковые: $2V = -65^\circ$, $\angle(001)Nm = 4,5^\circ$; $2V = -63^\circ$; $2V = -65^\circ$ (с решеткой) (и -63° без нее, в одном и том же большом зерне). От микроклина павловских выходов отличается не только по константам, но и тем, что нигде не обнаруживает включений ильменита и гематита, а также и ряби кринопертитовых вростков. Всюду неправильно пертитовый. Пойкилитовые вростки альбита и кварца редки. С последним минералом образует местами, как и альбит, пегматитоподобные сростания.

В кварце, изредка гранулитовом, характерные для павловских гранитов полосы включений и, особенно, включения рутила приходится разыскивать, — их заметно меньше.

Роговая обманка редко идиоморфна, местами ксеноморфнее плагиоклаза — $2V = \text{ок.} - 60$, $\angle Ng[001] = 16^\circ$. Редкий биотит имеет чистый бурый цвет.

Таким образом биотито-роговообманковый гранит ренепского валуна отличается от павловских гранитов и снейцитов. Ясных явлений катаклаза не наблюдается; кварц, правда, местами резко волнистый, но этот минерал вообще очень чувствителен к внешним воздействиям.

Выход у сел. Свинохи (Комаровки). Выход этот, открытый

А. А. Дубяпским, указан впервые в литературе профессором Г. Михайловским⁴³⁾. По не зависевшим от меня обстоятельствам, пробраться к с. Свиноухе в 1921 г. я не имел возможности. Позднее выход был посещен В. Н. Крестовниковым (1923 г.) и П. Г. Зелениным (1925 г.). Первый из указываемых авторов пишет, что «общий характер гранитов и условия залегания те же, что и в предыдущих (у Русской и Хохлацкой Буйловки—В. Л.) выходах. Только четвертый выход (у сел. Свиноухи—В. Л.) так же, как и третий (у Русской Буйловки—В. Л.), имеет более темную окраску⁸⁾. Что касается утверждения о более темной окраске гранита «третьего выхода»,—то оно, как можно видеть из предшествующего, не верно. Данные П. Г. Зеленина⁴⁴⁾, более внимательного наблюдателя, открывшего неизвестный до него в геологической литературе (мой отчет за 1921 г. еще не появившаяся в печати) басовский выход, говорят за то, что и утверждения В. П. Крестовникова относительно тождественности залегания гранитов Свиноухи с павловскими, повидимому, не совсем верны.

Выходы «гранита» расположены у самого селения Свиноухи (или Комаровки) Богучарского уезда, в 100 км. слипком вниз по течению Дона от репера на верхнем выходе у Хохлацкой Буйловки. По прямому расстоянию до Свиноухи от буйловских выходов около 60 км. Сел. Свиноуха находится на террасе правого берега в 489 верстах вверх от Калача. На 487 в. имеется репер²³⁾ с отметкой 37,211 саж. над уровнем Черного моря. Высшая точка выходов у селения Свиноухи должна иметь отметку, едва ли превышающую только что указанную на 1—2 сажени. Комбинируя данные вышеприведенной карты (примечание 23) и сведения П. Г. Зеленина и приняв падение Дона равным 0,00006, получим, исходя из уровня воды у новокаменского выхода, отметку для высшей точки свиноухинских выходов около 39 саж. По данным П. Г. Зеленина (стр. 18—19; все нижеследующее заимствовано у этого автора), наибольшая разница в высотах поверхности «гранита» равна около 40 м. (?—В. Л.)^{*}). Выход (главный) удлиннен в направлении NW—325—350°, имеет длину в 150 м. и среднюю ширину около 20 м. К северу и югу от главного выхода находятся еще три обнажения, и «граниты» встречены также колодцами (одни на глубине 40 м. ?—В. Л.) селения.

«Гранит» обнаруживает «ясную сланцеватость» в направлении NW—325°, повторяющуюся неизменно во всех выходах. По направ-

⁴³⁾ Историческая Геология (преимущественно России), вып. I, СПб., 1913 г., стр. 181.

⁸⁾ Труды ОКЖМА, стр. 189.

⁴⁴⁾ К изучению области гранитного массива на Дону. Воронеж, 1925 г., стр. 1—23. Книга получена в Ленинграде как раз при писании V главы настоящей статьи М. М. Васильевским, любезно передавшим мне работу П. Г. Зеленина для просмотра. Вышеотмеченная слоистость в новокаменских выходах и П. Г. Зелениным не была замечена на месте, так что ничего нового сверх описанного мною по тектонике гранитов в книге нет. Петрографические ошибки (указание амфибола в басовском выходе и др.) понятны в отношении автора не петрографа.

²³⁾ Лист 3.

^{*}) Данные П. Г. Зеленина не указывают, на какой глубине «гранит» был встречен в колодце.

влению этой сланцеватости встречаются «темнослудистые шпилы и ортоклазовые (?—В. Л.) линзы» мощностью в 0,1 м. Кроме этой сланцеватости автор отмечает вертикальную трещиноватость в направлении от 250° NE до 280° NW. По одной из таких трещин (270—280°) наблюдается заполнение «выветрелой ортоклазовой и зеленовато-эпидотовой породой, разбитой трещинами параллельно вмещающим плоскостям». Кроме того, автор отмечает трещиноватость в направлениях: 195°, 220° и 235° NE. «Гранит», по автору, серый, среднезернистый, биотитовый, с ясной сланцеватостью, обусловленной «чередованием светлых и темных мягких полос».

Небольшой образец такого темпосерого «гранита» — породу, как увидим, лучше всего назвать кварцевым диоритом, — в котором в ясно слонистой массе макроскопически отличимы только полевой шпат, желтовато-светлосерый, серый кварц и буровато-черный биотит, — получен мною в подотделе сельскохозяйственной мелнорации в Воронеже, благодаря любезности заведующего подотделом П. Я. Еркина. Этот музейный образец доставлен был А. А. Дубяньским из евпюхипского, как отмечено на этикетке, выхода. Порода состоит из олигоклаза (№ 24—*Ol*₂), кварца (*Q*) и биотита (*Bi*); в примеси апатит (*Ap*), магнетит (*Mg*), микроклин (*Mi*) и вторичные эпидот (*Ep*) и хлорит (*Ch*); количество амфибола измеряется сотыми долями %: циркон замечен только в двух местах: в олигоклазе, довольно свежем, встречаются изредка пылеобразные глинистые и эпидото-диоритовые частицы и серпикт с мусковитом. Вышеперечисленные минералы находятся в следующих объемных соотношениях, найденных линейным методом в шлифе *) площадью 3,6 кв. см.

	<i>Ol</i> ₂	<i>Q</i>	<i>Bi</i>	<i>Mi</i>	<i>Ap</i>	<i>Ch</i>	<i>Ep</i>	<i>Mg</i>	Длина измер. линии
Приним уд. веса . .	48,92	30,39	18,47	0,08	0,17	0,14	1,70	0,13	219,74 мм.
найдем колич. минерал. состава в весов. %% при общ. уд. весе 2,74	2,65	2,66	3,05	2,55	3,2	2,8	3,4	5,17	
I	47,3	29,5	20,5	0,1	0,20	0,1	2,1	0,2	Σ = 100%.
II	50,48	37,45	19,34	2,73	остальное			1,9%	
III	55,2	27,6	14,3	1,0				6,5%	
IV	54	20	19,0	0,5				6,5%	
V	47,19	21,66	22,67	5,26				3,22%	

Вышеприведенные цифры количественно-минералогического подсчета выражают состав породы с точностью до 2—3%, причем последняя цифра является уже максимальной. Для сравнения в строчке I приведен состав (вычисленный по химич. анализу) «смешанной породы» у хут. Тахтайки, описанной И. И. Безбородько²⁸⁾; строчки II и III дают

*) Из небольшого образца было изготовлено два шлифа, один оказался совершенно негодным для подсчета (разорван).

²⁸⁾ Стр. 70—71; 161—164. По В. И. Лучицкому гранит.

состав «гранитов» Ур. Каспрове и Герпадталъ (Карпаты), описанных И. Морозевичем ⁴⁵⁾, и строчка IV—состав «гранитов» Шитры (Карпаты), приведенный у Р. Radziszewski ⁴⁶⁾ (всюду, по авторам, олигоклазы—№ 25, № 30, олигоклаз и № 17 соответственно).

Олигоклаз описываемой породы довольно свеж (см. выше), изредка включает правильные и округленные зерна кварца и неправильные вроски микроклина. Двойниковые полоски часто начинаются и прекращаются внутри зерен олигоклаза. Ясно зонален: в ядре № 25 [\perp (001) $Nm = 11,5^\circ$, \perp (001) $Np = 86,5^\circ$ —№ 26; другое зерно— $B_2Ng = 7^\circ$, $B_2Nm =$ ок. 83 , $2V = + 89^\circ$ и 89° —, преломление менее кварцевого—№ 24; в оболочке последнего $B_2Ng = + 3^\circ$, $B_2Np =$ ок. 90 —№ 20], в оболочке № 20. Местами олигоклаз совершенно отчетливо идиоморфнее кварца, заполняющего промежутки между его довольно правильными зернами. Иногда по всей периферии олигоклаз окаймляется зернами биотита и эпидота.

Кварц всюду в разломанных зернах, иногда с зубчатой структурой; волосовидные включения рутила весьма редки, полосы мельчайших включений также не обращают сразу на себя внимания, в противоположность тому, что наблюдалось для павловских гранитов.

Биотит буровато-зеленый, редко зелено-бурый, с резким плеохроизмом, меняющим эти цвета на светлый желтовато-зеленоватый. Полоски спайности иногда изогнуты, местами плейчатые, редко изломанные флексуобразно. В стыках между зернами бесцветных минералов превращается иногда в мельчайший агрегат разнообразно ориентированных зернышек. Изредка тонкими полосками защемляется между кварцевыми зернами. В одном месте замечен циркон с плеохроичным двориком.

Апатит иногда в виде тонких призмочек, длиною около 0,1 мм. в виде скоплений внутри олигоклаза. Нередки правильные с бипирамидальными гранями включения в биотите и плагиоклазе. Амфибол в числе 5 зернышек 0,005 кв. мм. по площади.

Структура породы гипидиоморфно-зернистая, катакластическая (см. выше). Средняя величина зерна 0,5—1,5 мм.: последняя—для олигоклаза, который только в одном месте (в двух шлифах) достигает величины 3 мм. в поперечнике. Текстура отчетливо слоистая, но признаков кристаллобластеза, как в гнейсах, нет.

Породу, таким образом, следует назвать гнейсовидным биотито-олигоклазовым кварцевым диоритом. Аналогичные по составу карпатские породы И. Морозевич (л. с., 307, 312) и его школа называют олигоклазо-биотитовыми гранитами. Такую терминологию нельзя принять по двум основаниям: во-первых, под олигоклазовыми гранитами часто подразумеваются настоящие, т. е. с калиевым полевым шпатом, граниты, содержащие сравнительно большое количество олигоклаза, а во-вторых, если даже называть гранитами породы,

⁴⁵⁾ Ueber die Tatra granite. Neues Jahrbuch etc., Beil.-Band 39, 1914, pp. 311 u. 336.

⁴⁶⁾ O granitach Karpackich. Prace Polskiego Inst. Geol., t. 1, p. 105.

лишенные калиевых полевых шпатов, то и в таком случае карпатские породы, как содержащие ок. 20 % биотита, не могут, при таком высоком содержании слюды, обозначаться без оговорок гранитами. Наконец, очень широкое толкование термина гранит приводит И. Морозевича к названию «калиевый полевой шпат содержащий олигоклазовый биотитовый гранит» (л. с., 338), заставляющему вообще сомневаться в необходимости термина «гранит». Название «биотитовый олигоклазовый кварцевый диорит» содержит, правда, одно лишнее слово по сравнению с термином И. Морозевича, но это одно слово устраняет необходимость (для избежания двусмысленности) указания на отсутствие калиевого полевого шпата и на богатство породы биотитом. Прилагательное «олигоклазовый» к слову диорит дает представление о характере породы и исключает всякие недоразумения, если даже называть диоритами только породы андезитовые. К сожалению, такое широкое толкование термина гранит получает распространение и у нас в России ⁴⁷⁾.

⁴⁷⁾ См., напр., Ю. Г. Дубина. Плагноклазовые граниты реки Саксагани. Изв. Геол. Ком. 1924 г., т. XIII, стр. 472.

Ч А С Т Ь П.

ВЫВОДЫ И ОБОБЩЕНИЯ.

Глава I. Месторождения кристаллических пород в Воронежской губернии, их поверхность и контакты.

Старинное изречение К. М. Феофилактова ⁴⁸⁾ относительно Украинской Кристаллической Полосы — «Не будет слишком преувеличено сказать, что можно объехать всю область кристаллических пород, не выдавши ни одной из них» — еще в большей мере приложимо к Воронежской губернии. Если принять во внимание, что басовский выход (на табл. I, рис. I, точка 4) был открыт только спустя полвека слишком после новокаменских (точки 2 и 3), несмотря на большое число видевших последние выходы геологов, в числе которых находилось и лицо, специально командированное для «изучения выходов гранитов в Воронежской губ.» ⁸⁾, — то почти с уверенностью можно предполагать, что, при более детальном обследовании области, в ней будут открыты и другие, неизвестные до сих пор, выходы кристаллических пород. Осуществление этой возможности нельзя переоценить, вследствие чего и представилось необходимым привести только что отмеченные соображения.

В следующей ниже (стр. 61) таблице, иллюстрированной карточкой (табл. II, рис. IV'), перечислены все до сих пор известные месторождения кристаллических пород в Воронежской губ., с обозначением площади, покрываемой отдельными выходами, и абсолютной отметки высот последних и уровня «гранитов», достигнутых скважинами. В пояснение к данным таблицы, необходимо указать следующее. Сведения о скважине близ станции Диска находятся в Гидрогеологической секции Геологического Комитета. Скважина (устье) холодильника находится на одной высоте с полотном железной дороги ⁴⁹⁾ и углублена в 1924 г. заводом буровой техники с 232 ф. до 320 ф. С глубины 291 ф. = 88,71 м. в скважине пошел «плотный зеленовато-серый известняк», а начиная с глубины 305 ф. = 92,98 м., что соответствует 117,58 — 92,98 = 24,60 м. абс. высоты, идет «массивно-кристаллическая порода гранитовой структуры с кварцем и полевым шпатом, трещиноватая, заполненная каолином».

⁴⁸⁾ О кристаллических породах губерний: Киевской, Волынской и Подольской. Труды ком. высоч. учрежд. при Имп. Унив. Св. Владимира. Киев, 1851, стр. 3.

⁸⁾ Л. с., стр. 188.

⁴⁹⁾ Абсолютная высота ст. Диска 55,1 саж. = 117,58 м. См. А. Тплло. Свод пивеллпролок железных дорог. Спб., 1884 г., стр. 114.

В свете этой новой скважины сведения А. Н. Карпинского⁵⁰⁾ о коротоякской скважине и М. М. Васильевского⁷⁾ о скважине в селе Новая Хворостань, сведения, в правильности которых можно было сомневаться, — приобретают характер гораздо более вероятный, чем это было ранее. Приведем разрез по первой из только что упомянутых скважин, А. Д. Архангельский⁵¹⁾ пишет: «*Повидимому*, мы имеем здесь дело с той самой скважиной, в которой, по сообщению Карпинского (А. П.—В. Л.), со слов Пригоровского (М. М.—В. Л.), были достигнуты граниты. Сведения эти *неверны*». Первая фраза делает честь прощительности А. Д. Архангельского, вторая—его небосповашной (курсив мой—В. Л.) безапелляционности. Сведения относительно всех трех скважин, приведенных в цитируемой статье А. Д. Архангельского, имеются в гидрогеологической секции Геологического Комитета и совпадают с данными этого ученого (нет только цифры мощности для известняка 9 скважины у Новой Хворостань). При журнале коротоякской скважины, подписанном А. Д. Стоппевичем, имеется следующее замечание: «Камель внизу (ниже 66,13 м.), по словам бурильщиков, стал тут так крепок, как гранит, и не поддавался бурению». При журнале скважины в селе Новая Хворостань после разреза скважины, приведенной в статье А. Д. Архангельского (л. с., стр. 197), находим следующее замечание: «Ниже на глубине 29 саженей (= 61,88 м.) в прежней скважине (значит не в этой—В. Л.), которой журнал и пробы пропали, шли девонские известняки с *Атрипа*. Скважина будто бы остановилась на граните, образцов которого нет». Журнал подписан покойным А. Д. Стоппевичем. Относительно скважин у ст. Давыдовка А. Д. Архангельский пишет (стр. 196): «*Несомненно, неправильно* также сообщение Васильевского о том, что граниты были достигнуты буровыми скважинами в окрестностях ж.-д. станции Давыдовка . . . ; *известные нам* отсюда скважины до глубины 62 м. проходили в девонских породах» (курсив опять мой)^{*)}.

Сведения о скважинах в г. Богучаре и с. Осетровке взяты мною из книги П. Г. Зеленина⁴⁴⁾, а абсолютные высоты найдены приблизительно из сопоставления данных А. Тилло⁴⁹⁾ и уже упоминавшейся карты р. Дона²³⁾. Ошибка получившихся чисел едва ли превышает 3—5 м.; для скважины у сел. Новая Хворостань она быть может доходит до десятка метров.

⁵⁰⁾ Классики Естествознания. Очерки геологического прошлого Европ. России. Петроград, 1919 г., стр. VI.

⁷⁾ Л. с., стр. 564.

⁵¹⁾ К вопросу об условиях залегания докембрийских пород в восточных частях южно-русской мульды. Труды ОКБМА, вып. V, Москва, 1924 г., стр. 196.

^{*)} Подчеркивая приводимые слова цитат, я хочу обратить внимание, что слова в предпосылках («повидимому», «известные нам») ни в коем случае не дают права на категоричность утверждения («неверны», «несомненно неправильно»).

⁴⁴⁾ Стр. 19.

⁴⁹⁾ Стр. 18 и 103

²³⁾ Листы 28, 53 и 60.

ТАБЛИЦА ВЫХОДОВ И СКВАЖИН (см. табл. I, рпс. I и табл. II, рпс. IV).

Местоположение	Поверхность выхода	Разность высот	Абс. отметка
Гор. Богучар, скваж.	—	—	+ 2 м.
5. Сел. Свиноха	более 20 × 150 кв. м.	ок. 40 м. ?	ок. 83 »
Сел. Осетровка, скваж.	—	—	? »
1. Сел. Русская Буйловка	38 × 90 » »	ок. 4 м.	» 76 »
2. Сел. Новокаменка (нижний)	17 × 45 » »	» 5 »	» 73 »
3. » » (верхний)	35 × 115 » »	» 15 »	80,80 »
4. Сел. Басовка	21 × 50 » »	» 4 »	ок. 74 »
Гор. Павловск, скваж.	—	—	» 58 »
Ст. Лиски, скваж.	—	—	24,6 »
Гор. Корогояк *) , скваж.	—	—	ок. 27,5 »
Сел. Новая Хворостань *) , скваж. (ст. Давыдовка)	—	—	< 54 »

Данных, приведенных в таблице, конечно весьма мало для того, чтобы составить представление о характере поверхности Воронежской Кристаллической Глыбы. Из столбца «разности высот» видно, например, что различие уровней поверхности диоритов у сел. Свинохи достигает 40 м. (см. примечание на стр. 55), и как раз такое же различие наблюдается между низшей (наблюдавшейся) точкой поверхности диоритов с. Свинохи и уровнем «гранитов» в скважине гор. Богучара, в 17 км. к югу. Еще несколько южнее и западнее, у ст. Кантемировка, на абсол. высоте 48 м. были встречены скважиной грязновато-белые мраморы, «наиболее вероятно» докембрийские по А. Д. Архангельскому (I. с., стр. 198—199). Остается еще добавить, что скважина на ст. Воронеж (ок. 200 км. на NNW от Богучара) на уровне моря шла еще в девонских известняках, а в Лозовке Курской губернии (ок. 150 км. к W от Воронежа) железистые кварциты были встречены на абсолютной высоте около + 57 м. ⁵²⁾

Сопоставляя все эти данные, мы видим, что: 1) наивысший (известный) уровень кристаллической поверхности Воронежского горста находится у с. Новокаменки, достигая абсолютной высоты 80,80 м.; 2) в 60 км. к юго-востоку уровень понижается до 2 м.; 3) в 70 км. к северу (NNW), у ст. Лиски, уровень понижается более чем на 50 м., еще далее в том же направлении снова повышается на десятка два-три метров (Давыдовка—как отмечалось, сведениям о скважине можно верить) и т. д. Словом, и здесь наблюдаются такого же характера неровности, как в материнской для Воронежской Глыбы Украинской Кристаллической Полосе ⁵³⁾. Утверждения А. Д. Архангельского ⁵¹⁾,

*) Сведения по этим скважинам почти достоверны, хотя и требуют, правда, подтверждения в новых скважинах.

⁵²⁾ А. Д. Архангельский. «Введение в изучение геологии Европ. России», 1923 г., стр. 13.

⁵³⁾ Б. Л. Дичков. «Некоторые данные о рельефе и тектонике кристаллических пород Украинской Кристаллической Полосы». Изв. Укр. Отдел. Геол. Ком., 1924 г., вып. 5, стр. 1—26.

⁵¹⁾ I. с., стр. 197.

ТАБЛИЦА ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ НА ВЫХОДАХ ИНТРУЗИИ.

ВЫХОДЫ	I Удлине- ние	У р е ж н ы е о т д е л ь н о с т и						5 Склонность F и проч.	6 — Жилы и желваков.		
		2 — N	3 — Q	4 — Д и а г о н а л ь н ы е	Падение	Падение	Падение		Прости- ралие.	Падение	Прости- ралие.
Басовский (4)	340°	258 ± 3°	90°	350 ± 15°	90°	286 ± 4°	90°	232°	90° (?)	от 350°	
Новокаменский (3)	205°	205°	90°	340 + 20°	90° — 50°	298 ± 13°	90°	220 ± 10°	равное	***)	
(2)	235°	215 ± 10°	90° и кругое	330° (до 296°**)	90°	296° до 330°**)	90°	220°	70° до 90°		
Буйдомский (1)	205°	225 ± 20°	90°			287 ± 3с***)	90°	NE?	225°		
(винохвостский (5))	325—350°	325°	215 ± 20°			250 — 280°		325°			

*) Д. Барбот-де-Марни дает 285° у жели и одним только случаем получился 296°, чаще же всего значения около 330° (см. стр. 19) среднее 317°.

**) Карелка, с некоторым постоянством, трещины 305°, пад. на NW (см. стр. 4—5).

***) Наблюдается жила, непривычно высок — в одном случае простирание E—W, падение на N, в другом простирание N—S, падение на W (см. стр. 30).

что «поверхность кристаллических пород севернее (Кольбельской) . . . во всяком случае опускается ниже этого (морского) уровня», как видим, нельзя считать верным, а его фраза (I. c.), что «граниты ни в Богучаре, ни тем более к северу от него не поднимаются на десятки метров над уровнем моря», являлась бы только непонятной при сопоставлении ее с разрезом 2 таблицы V редактированной профессором книги, если бы этой фразе не предшествовали слова о «неверных указаниях (на это) Карпинского и Васильевского», М. М. Так неосторожно не опорачивают уважаемых людей даже для целей, с наукой ничего общего не имеющих, и все это возбуждает величайшее сожаление в том большей мере, что лицу, писавшему цитируемые строки, принадлежит «Обзор геологического строения Европейской России» (курсив мой).

Ни в одном из известных до сих пор выходов интрузивные породы не обнаруживают первичного контакта с коренными осадочными породами. В басовском выходе граниты уходят под туронские отложения, не оказывая на них никакого воздействия. В том же выходе и в новокаменском гравиты и сиениты содержат в трещинах отдельности остатки пикне-мелового или юрского конгломерата. В большинстве случаев изверженные породы покрыты наносами, и если кантемировские мраморы действительно докембрийские, то интрузии могут быть определены за такие же непосредственно. Косвенные же соображения и сравнения говорят за их докембрийский возраст.

Глава II. Строение воронежских интрузий и их возраст.

Во время производства полевых работ (лето 1921 г.), послуживших материалом для настоящей статьи, методика Ганса Клооса⁵⁴⁾ по изучению тектоники гранитов не была еще известна в России. Всякий новый метод обращает внимание исследователей на объекты, легко ускользающие от внимания и вместе с тем имеющие весьма важное значение. Германский ученый неоднократно отмечает в своих сочинениях (ср., напр., примечание 12 настоящей статьи), что наблюдение линейчатости F^T в расположении минералов и обломков в граните является наиболее деликатным актом метода. При детальной работе, однако, геолог обязан измерять все подлежащее числовой характеристике. В данном случае я, кроме того, имел своим предшественником по работе такого геолога, как Н. Барбот-де-Марни⁵⁵⁾. Поэтому, если и получились некоторые пропуски для тектонической характеристики гранитных тел по Г. Клоосу, все же данных оказалось вполне достаточно, чтобы применить новый метод хотя-бы и *post factum*. В таблице на стр. 62 приняты обозначения Г. Клооса⁵⁵⁾, пояснения следуют ниже.

⁵⁴⁾ H. Cloos.—Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. Teil I. Das Riesengebirge in Schlesien. Berlin, 1925. Здесь указана вся литература по тектонике гранитов.

⁵⁵⁾ См. мой реферат в Запск. Минер. О-па за 1926 г., ч. LV, вып. 2, стр. 335—353.

Как отмечалось в части I настоящей работы, кроме указанных в таблице отдельностей, на всех выходах наблюдалось и много других, иначе расположенных; регистрировались наиболее резко выраженные и чаще других повторяющиеся.

Слоистость или линейчатость K' , совпадающая в направлении с продольной трещиноватостью S' , лежит, как и в гнейсах, в направлении перпендикулярном к давлению и совпадает поэтому с направлением течения пластической массы. Понятно, что окрашенные минералы, если они выделяются ранее, порфириовидные вкрапленники, а также и посторонние мелкие тела, захваченные магмой, должны располагаться в направлении K' . В верхнем новокаменском выходе куча посторонних обломков вытянута тонкой полосой в NE—SW направлении; кроме того, как указывалось, полевошпатовые вкрапленники расположены в грубо параллельных плоскостях (Г. Клоос в последней своей работе измеряет компасом направление и углы падения порфириовидных полевых шпатов в гранитах Исполинских гор: я заметил субпараллельное расположение их только в шугфе), положение которых мною не зарегистрировано. В нижнем новокаменском выходе удалось наблюдать в одном месте расположение темноцветных компонентов спенногранита в направлении 220° , совпадающем с направлением главной пегматитовой жилы выхода. Относительно слоистости в буйловском выходе см. стр. 3 и 4 первой части.

Таковы фактические наблюдения в отношении K' . Но направление последней можно вывести и из наблюдений S' . В прежних своих статьях Г. Клоос⁵⁶⁾ указывал, что трещины S' исключительно редко бывают заполнены жильным материалом, а в последней работе различает шпировые аплиты (с окрашенными минералами) от дайковых (лишены последних). Конечно, это видоизменение совершенно неизбежно. Всякий шпир, если он действительно является таковым, должен располагаться в направлении S' . Из таблицы видно, что положения аплитовых и пегматитовых жил и плоскости, принимаемой за S' , совпадают. Что жилы 220° — 232° (см. таблицу) дают действительно направление S' , следует, во-первых, из того, что они бывают иногда (см. стр. 4) рассечены на всем своем протяжении вдоль по простиранию трещинами отдельности, будучи в зальбандах сплавлены с материнской породой; иначе говоря, агенты, обусловившие отдельности, действовали на гранит и жилу как на единое целое. Во-вторых, жилы этого NE направления, даже имеющие ясные зальбанды, часто выклиниваются или разветвляются (см. стр. 45), сохраняя в разветвлениях прежнее направление. О том, что слоистость в одном месте идет параллельно жиле, было уже упомянуто (см. стр. 19). Наконец, даже те из жил, которые имеют ясный зальбанд (басовский выход, табл. II, рис. VI), заполнены биотитовыми аплитами, т. е., по Г. Клоосу,

⁵⁶⁾ См., напр., *Tektonik und Magma*, B. I, Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt., N. F., Heft 89, 1922, p. 5.

аплитами шпировыми⁴⁴⁾. Всего этого—и даже первых двух указанных фактов—вполне достаточно, чтобы утверждать, что направление $220^\circ \pm 15^\circ$ (в среднем) есть направление продольных трещин S . Напомню, что А. П. Карпинский, в противоположность указаниям П. Барбот-де-Марии, писал: «На мой взгляд гораздо вероятнее предположить, что истинное простирание слоев гранита, если он действительно имеет здесь (на буйловских выходах) пластовый характер, должно совпадать... с NE направлением»⁴⁰⁾. Остается добавить, что трещины $258^\circ + 3^\circ$ басовского выхода несколько уклоняются от направления S , но их нельзя назвать настоящими диагональными трещинами. В свинцохинском выходе трещины S и сланцеватость F' направлены почти точно под прямым углом (325° —данные П. Г. Зеленина) к таковым же направлениям на павловских выходах, и породы этого выхода, как мы видели, совершенно отличны от павловских.

Установив направление S и F' , легко классифицировать остальные трещины. Настоящих Q трещин, которые, следуя наилучшей делимости K в гранитах, должны быть по Г. Клоосу наиболее ровными и наиболее многочисленными, на павловских выходах нет. Неясно выраженную трещиноватость в направлении около 310° —т. е. в направлении Q —можно было бы выделить в нижнем повокаменском (часть диагональных трещин между 330° и 296°) и буйловском (примечание ** таблицы на стр. 62) выходах. Однако, они не удовлетворяют требуемой для трещин Q характеристике Г. Клооса. Так как «между диагональными и поперечными трещинами (в природе—в противоположность Мооровым трещинам в технике—В. Л.) имеются переходы»⁴²⁾,—то лучше эти трещины отнести к диагональным. Впрочем, необходимо отметить, что одновременное, вызванное единым актом, появление и диагональных, и настоящих поперечных трещин с механической точки зрения не совсем понятно. В идеальном, можно сказать, случае, отмеченном Г. Клоосом для одной пластовой аплитовой жилы в Сплезии⁵⁶⁾, все четыре системы трещин (S , Q и диаг.) развиты в одной жиле, но и здесь только поперечные трещины заполнены кварцем. Такой же идеальный случай наблюдается в аплитовой жиле басовского выхода. Проведя перпендикуляр к направлению 232° (табл. II, рис. VI, b), найдем, что он почти точно разделит пополам угол между трещинами 0° и 286° [$(232^\circ + 90^\circ) - 286^\circ = 36^\circ$ и $(232^\circ + 90^\circ) - 0^\circ = 38^\circ$], т. е. равноделящая острого угла диагональных трещин перпендикуляра к S и совпадает, как и следовало ожидать, с направлением давления.

Следует особо оттенить тот факт, что из диагональных трещин наиболее отчетливо и с наибольшим постоянством выражена (см. таблицу) на павловских выходах та система, которая (около 290°) ближе к широт-

⁴⁴⁾ П. Г. Зеленин (л. с., стр. 14) отмечает в мощных басовских жилах из мелкозернистого гранита «отдельность, параллельную зальбанда. В моих записях она не отмечена, а указано направление $258^\circ + 3^\circ$ ».

⁴⁰⁾ Л. с., стр. 141—2.

⁴²⁾ Л. с., стр. 28.

⁵⁶⁾ Л. с., стр. 113—114.

ному направлению. Это показывает, что разрывы, а следовательно и передвижения в твердой массе, легче шли именно в этом направлении. Чем это обусловлено? Очевидно тем, что в направлении, близком к широтному, сопротивление передвижению было менее, чем в направлении NNW. Иначе говоря, действительные ограничения гранитных масс гораздо далее отклонены от известных павловских выходов в направлении NNW, чем в WWN. т. е. граниты действительно (см. табл. II, рис. IV, Буйлово—Алеки—Давыдовка) тянутся полосой, широкой или узкой, в NNW направлении. Такое направление имеет только басовский (и свиныхинский) выход, буйловские же выходы вытянуты в направлении NE, что зависит, разумеется, не только от строения гранитных тел, но в большей мере от случайных факторов эрозии *).

Что касается свиныхинского выхода, то и здесь, судя по описанию Н. Г. Зеленина, поперечные трещины Q (215 ± 20) имеют характер диагональных, а последние, несмотря на перемену мест S и Q (по сравнению с павловскими) в этом обнажении, так же, как и на павловских выходах, концентрируются в направлении, близком к широтному, что вызывается теми же самыми обстоятельствами.

Из таблицы легко усматривается полное тождество в строении гранитов павловских выходов, реагировавших на внешнее воздействие, как единое целое, и представляющих собою поэтому единую массу. «Одинаковость их внутреннего строения (одинаковое направление трещин)» отметил в самом начале и Н. Барбот-де-Марин **). С другой стороны, из той же таблицы видно, что почти те же направления свиныхинских кварцевых диоритов имеют совершенно иное тектоническое значение. Явления катаклаза, как мы видели в I части, наблюдаются и на павловских выходах, но в Свиныхихе они выражены гораздо сильнее. Сообразно с этим, в то время как в первой местности сланцеватость R спенитов легко ускользает от внимания, диориты Свиныхихи имеют настоящий гнейсовый облик и соответствуют несомненно некоторым из украинских «серых гнейсов» ***) и таких же «гнейсогранитов». Сланцеватость R ****), будучи на павловских и свиныхинских выходах расположена почти под прямым углом одна к другой, конечно не может быть вызвана давлением, действующим в одно и то же время, и так как на свиныхинских выходах катаклаз гораздо интенсивнее, чем на павловских, и не отразился в отношении R на последних (а по отношению к давлению павловские породы, как более крупнозернистые и порфировидные, гораздо более чувствительны), то остается предполагать, что NW направление древнее NE.

Таким образом, на воронешских выходах мы имеем те же два направления сланцеватости NE и NW, которые были отмечены впервые

*) Ср. последнее примеч. на стр. 67.

**) Стр. 229.

***) См. стр. 56 и 84 наст. работы.

****) Выходы слишком незначительны по величине и плохо обнажены. Поэтому и наблюдение пластовой отдельности Л. Г. Клосса и искривления поверхности последней в данном случае не имеют значения.

в тектонических направлениях Украинской Кристаллической Полосы И. Леваковским⁵⁷⁾, причем до него К. М. Феофилактов⁵⁸⁾ указывал, что направление плоскостей «строения» в Киевской губернии является N—15°—E, с отклонениями до N—30°—E, и то же направление имеют гранитные жилы. Последние данные Б. Л. Личкова⁵³⁾ говорят о преобладающем над NE северо-западном простирании складчатости, согласно с первыми указаниями А. П. Карпинского на этот счет⁵⁹⁾. Третье направление N—S, отмечаемое В. Л. Личковым, происходит, повидному, вестяки от местных причин⁵⁹⁾. Впрочем, надо иметь в виду, что, во-первых, направления простирания могут изменяться в зависимости от местных упоров, и что, во-вторых, одно и то же давление может вызвать и складчатость NW направления и «дислокации» N и W направления (диагональные перемещения по трещинам) непосредственно одно за другим, а из литературных данных не всегда видно, что разумеется под «дислокацией». Что касается возраста двух складчатостей в украинской плите, то, не впадая в противоречие с данными различных авторов, можно сказать, что в архейскую эру, по А. В. Гурову⁶⁰⁾, складчатость происходила в двух направлениях, сначала в NW, а затем NE, а в более поздние эпохи «преимущественно в направлении NW—SE». Только таким способом можно согласовать кажущиеся на первый взгляд противоречивыми данные А. П. Карпинского⁴⁹⁾ и Б. Л. Личкова⁵³⁾, с одной стороны, и А. В. Гурова и И. Морозевича⁶¹⁾—с другой.

Выше, исходя из интензивности явлений катаклаза и сланцеватости, мы пришли к заключению, что свинцохинская NW складчатость должна быть древнее NE павловской^{*}). Это обстоятельство дает право предполагать, что воронежские кристаллические породы так же, как и украинские, представляют собою докембрийские образования.

Во всяком случае, черты строения и явления катаклаза, наблюдаемые в описанных породах, никак нельзя связать с тектоникой девонских пород в Воронежской губернии, так что и возраст конгломератов в трещинах гранитов, меловой или юрский безразлично, не так важен

⁵⁷⁾ О выступях кристаллических пород по Днепру. Труды О-ва испытат. природы при Харьковском Университете, 1870 г., т. III.

⁵⁸⁾ О результатах геологических исследований в Киевской губ. Труды 1-го Съезда Естественныхиспытателей в Сиб., 1868 г., стр. 2 и 8.

⁵³⁾ Стр. 13, 14 и 18.

⁵⁹⁾ Стр. 133.

⁵⁹⁾ П. Пятницкий. Исследование кристаллических сланцев... Труды О-ва Испытат. Природы при Харьковском Университете, 1898 г., т. XXXII, стр. 309—310, 317.

⁶⁰⁾ Геологическое описание Полтавской губ. Харьков. 1888 г., стр. 524—527 и 539.

⁴⁹⁾ Стр. 438—439.

⁵³⁾ «Вообще дислокация NW направления не древняя», стр. 18.

⁶¹⁾ Геологические исследования, произведенные в Мариупольском уезде летом 1898 года. Изв. Геол. Ком., т. XVII, № 6, стр. 238.

^{*}) Добавлю еще для полноты сопоставлений с Украинской Полосой, что и там направление последней северо-западное, и что по А. В. Гурову (l. c., стр. 519) «пласты гранитита и гнейса, круго наклоненные и быстро уходящие на глубину, являются обыкновенно в виде отдельных уединенных низких крижиков или гряд, выражающихся скалами на берегах днепровской долины и пересекающих русло Днепра с СЗ на ЮВ или же с СВ на ЮЗ» — фраза, которую можно полностью приложить к известным выходам воронежских кристаллических пород.

для определения возраста воронежских кристаллических пород. Они безусловно додевонские и, как увидим ниже, отличаются от уральских рапакивиобразных гранитов, контактирующих средне-девонские по Ф. Н. Чернышеву⁶²⁾ известняки. Вышеприведенные соображения тектонического характера, а также указания А. Д. Архангельского о докембрийском возрасте кангемировских мраморов, говорят за то, что воронежские кристаллические породы должны приниматься за докембрийские, причем по тем же самым соображениям серые гнейсовидные кварцевые диориты Свиноухи старше мяско-розовых и розовато-оранжевых гранитов и сенинтов павловских выходов—соотношения, аналогичные таковым же и для Украинской Кристаллической Полосы²⁸⁾.

Остается, наконец, упомянуть о разрывной дислокации, наблюдающейся в нижнем новокаменском выходе (стр. 19—20 и 21) и сопровождающейся поверхностями скольжения с образовавшем узкой, в несколько миллиметров, полосы распыленного плотного псевдонорфироида—явления, неоднократно констатированном и в украинских породах⁶³⁾.

Глава III. Петрология кристаллических пород Воронежской губ. и сравнение их с Украинскими.

Свойства и особенности минеральных компонентов. В I части минералогические особенности пород были описаны с достаточной полнотой. Для целей сравнения пород необходимо повторить главнейшие из них.

Олигоклаз. Как видно из таблиц измерений (стр. 16—17, 27, 42 и 52), состав плагиоклаза в гранитах и сенинтах павловских выходов остается совершенно тождественным во всех случаях, колеблясь около № 19 на величину допустимой ошибки измерения. В измененных поствулканически шлировых аплитах (стр. 26; 50 и 53) состав плагиоклаза падает до № 11, изредка до почти чистого альбита. В кварцевом диорите Свиноухи плагиоклаз несколько основнее, в среднем № 24. Что касается меланократовых включений (роговиков) павловских выходов, то состав плагиоклаза в них большей частью остается таким же, как и в интрузиях, и если в некоторых роговиках появляется андезит № 36, то последний в непосредственном (в шлифе) контакте с изверженной породой переходит в олигоклаз № 19.

В Павловских гранитах и сенинтах олигоклаз совершенно однороден, но в стыках с микроклином, и только в них, всегда (табл. V, рис. 23 и 25) заключает тонкую оболочку почти чистого альбита. Такие

⁶²⁾ Guide des excursions de VII Congrès Géologique International, III, p. 33.

²⁸⁾ См. стр. 38.

⁶³⁾ См., напр., В. Н. Лучицкий. Явления динамометаморфизма на юге Киевской губ. Труды XI Съезда Русских Естествоиспытателей и Врачей в Москве, 1909 г., стр. 325.

кислые оболочки не наблюдаются только в породе, почти совершенно лишенной микроклина, и только в виде исключения встречаются около антипертитовых вростков микроклина в олигоклазе *). Мирмекиты наблюдаются также только в стыках олигоклазов с микроклином (не антипертитовым), но в этом случае не всегда. В кварцевых диоритах Свинохи плагиоклазы к краю несколько кислее (№ 20) и, сообразно почти полному отсутствию микроклина, ни альбитовых оболочек, ни мирмекитов не обнаруживают. К числу характерных особенностей олигоклазов всех выходов надо отнести наблюдающиеся изредка в отдельных зернах их—почти в каждом шлифе—антипертитовые включения микроклина. В то время как явления мирмекитизации наблюдаются вообще во всех гранитовых (и монцититовых) породах с заметным количеством плагиоклазов и не могут служить поэтому характерным признаком какой-нибудь отдельно взятой из них, антипертиты, наоборот, представляют довольно редкое явление. Тем более заслуживают быть отмеченными передние упоминания о нахождении антипертитовых вростков в породах Украинской Кристаллической Полосы. В плагиоклазах пород гранитового типа такие вростки упоминаются В. И. Лучицким⁶⁴⁾, Н. И. Безбородько⁶⁵⁾, И. Морозевичем⁶⁶⁾ и В. Тарасенко⁶⁷⁾; в более основных плагиоклазах пород габбрового типа упоминания об антипертитах находим у того же В. Е. Тарасенко^{68—69)} и К. Хрущева⁷⁰⁾. Добавлю еще, что антипертитовые вростки в олигоклазах, совершенно аналогичные описанным в настоящей работе, наблюдались мною в случайно просмотренных породах 32-го листа (биотито-кварцево-олигоклазовая порода, шлиф № 32 из коллекции Б. Л. Дичкова) и в гранитах к северо-западу от Кривого Рога (шлифы 48f и 142, любезно переданные мне для просмотра Ю. И. Половинкиной). В воронежских породах антипертиты нельзя рассматривать за первичные образо-

*) Вростки эти почти всегда очень мелкие, но и около более крупных зональности большей частью не наблюдается. Микроклин, находящийся рядом или внутри плагиоклаза, очень легко отличать под микроскопом от последнего, пользуясь крупным увеличением (объектив № 4) и удалив (различно усматривается легче) осветитель или заднафрагмировав свет, идущий от зеркала микроскопа. При этом из двух совершенно бесцветных минералов тот, у которого преломление меньше, будет иметь золотисто-желтый оттенок, а минерал с большим преломлением—слегка синеватый оттенок (наблюдения без анализатора). Этим способом весьма легко привычный глаз отличит в стыках: канадский бальзам (желтый оттенок) от кварца, ортоклаз (желтый оттенок) от канадского бальзама и плагиоклазов (даже от альбита), кварц (желтый оттенок) от андезит-лабрадоров, ортоклаз от нефелина и т. д. Среди плагиоклазо-кварцевой массы таким путем можно всегда отыскать в шлифе те два-три мелких зернышка калиевого полевого шпата, которые находятся в этой массе.

⁶⁴⁾ Область развития гранулитов на юге Киевской губ. Изв. Варш. Полит. Ин-та, в. I, 1913 г., стр. 20. См. также примеч. 14, стр. 60, 95.

⁶⁵⁾ Основные стигжения в граните окрестностей Цыприна. Изв. Алекс. Донск. Полит. Ин-та, т. I, 1912 г., отд. II, стр. 91. См. также прим. 28, стр. 136, 169 и 202.

⁶⁶⁾ К петрографии Вольны. Варшава, 1893 г. (Габбро-гранит Фрисарки).

⁶⁷⁾ Об изверженных горных породах ю.-в. части Киевской губ. Учен. Зап. Юрьевского Университета, 1916 г., № 10, стр. 7 и 34.

⁶⁸⁾ О горных породах семейства габбро... Зап. Киевск. Об-ва Естеств. т. XV, в. I, стр. 43, 90, 92, 255—256.

⁶⁹⁾ Материалы для суждения о химическом строении плагиоклазов. Записки Киевск. Об-ва Естествоисп., т. XVI, вып. 2, 1900 г., стр. 469—470.

⁷⁰⁾ Ueber die sogenannte Labradorite Volhyniens. Tsch. Mitt., B. IX, 1888, стр. 504—506 и вообще в каждой из описанных пород.

ванна: 1) форма микроклиновых вростков совершенно неправильная (см. напр., табл. VI, рис. 26 и 27), 2) распределение их совершенно неравномерное и в каждом отдельном зерне плагиоклаза (рис. 27), и в шпифе, и в породе, и 3) кроме того, иногда их невозможно считать за первичные выделения (ср. стр. 23—24), вследствие расположения по трещинам плагиоклазов в ассоциации с типичным вторичным минералом. Вероятнее всего, что антипертитовые образования и вообще в большинстве случаев являются вторичными. В этом отношении следует упомянуть об опытах E. Dittler и A. Köhler⁷¹⁾, которым удалось при нагревании в течение 500 час. при $1000^{\circ} \pm 15^{\circ}$ превратить в однородную массу пертиты, в то время как такие же опыты над антипертитами совершенно не изменили последние даже при температуре 1100 ± 15 . Необходимо еще добавить, что антипертиты, повидимому, весьма редки в гибридизированных породах.

Остается еще упомянуть про гораздо более редкие, чем антипертиты, включения гематита и пьменита в оптоклазах павловских сленитов и гранитов. Встречаются они в редких шпифах и исключительно редко достигают такой густоты, как в микроклинах. В гранитового типа породах Украинской Полосы такие включения упоминаются у В. П. Лучицкого⁷⁴⁾, П. Соболева⁷²⁾ и др.

Микроклин. Кальевый полевой шпат представлен всюду решетчатым микроклином, с обычными для последнего⁷³⁾ колебаниями в величине угла оптических осей даже в отдельных участках одного и того же зерна: пределы колебаний на всех павловских выходах одинаковы — от -72 до -86 (см. таблицы на стр. 17, 27 и 42). Оптически моноклинного кальевого полевого шпата нигде не встречено. К числу характерных особенностей микроклинов павловских выходов надо отнести 1) криптопертитовый их характер и 2) присутствие в них включений пьменита и гематита. На фот. 4 табл. IX представлен участок микроклин-криптопертита без анализатора при 140-кратном линейном увеличении из шпифа № 11. При обычном ($\times 35$) увеличении вростки эти едва уловимы и потому названы криптопертитовыми. Большею частью они имеют вид веретенообразных телец, изредка форму настоящих капелек, но последняя форма, надо отметить, встречена только один раз (шпиф 11) в сечении микроклина с ясной решеткой, т. е. эта капельковая форма является вероятно разрезом поперек веретеновидных, линзовидных и удлиненно-оваловидных телец; иначе пришлось бы признать, что ортоклаз и альбит (+ анортит) нерастворимы частично даже в жидком состоянии. Ленточные же пертиты представляют собою в некоторых случаях (ср. стр. 25) несомненно вторичные образования. Упоминания о криптопертитах в украинских породах находятся у В. П.

⁷¹⁾ Zur Frage der Entmischbarkeit der Kali-Natron-Feldspäte... Tsch. Mitt., B. 38, 1925; стр. 229—261.

⁷²⁾ Стр. 59, 147 и 248.

⁷³⁾ О некоторых гранитах Вольской губ. Варшава, 1892 г., из минер. каб. Варш. Университ., стр. 9, 35 и 37.

⁷⁴⁾ Стр. 135—141.

Лучинского¹⁴⁾,⁶⁴⁾. П. Морозевича⁶⁶⁾. Б. Попова⁷³⁾ и К. Хрущова⁷⁰⁾: позволительно также, я думаю, предположить, что эти образования не упоминаются другими, более многочисленными авторами только потому, что или описания не так подробны, как у вышеприведенных авторов, или вследствие легкого ускользания от внимания этих исключительно мелких образований, находимых иногда только при самом тщательном просмотре шлифов (ср. стр. 13), или, наконец, такие образования называются просто микропертитовыми. В бывших у меня под рукою породах криптопертиты обнаружены в гранитах к с.-з. от Кривого Рога (шлиф 142 Ю. И. Цоловинкиной) и в породах 32 листа (шлифы 214 и 94 Б. Л. Дичкова).

Включения трихитов рутила, как и в олигоклазах, наблюдаются в микроклинах как исключительная редкость, наоборот, вросстки пльменита и гематита довольно часты, и, во всяком случае, пропустить их невозможно (стр. 9 и 33—34). Количество их повидимому возрастает в породах с большим количеством темноцветных компонентов. На табл. IX, фот. 5 представлен участок в одном из микроклиновых зерен спениста № 27 (без анализатора: увеличение 48 диаметров), где видны форма и расположение пластинок и палочек (палочек действительных, а не в разрезе шлифа). Наиболее правильные формы этих включений даны табл. V, рис. 22. Формы разрезов совершенно тождественны таковым же, приведенным для включений в лабрадорах с. Поромовки В. Тарасенко⁶⁸⁾, который точным анализом показал, что эти включения должны быть отнесены к пльмениту и, может быть, частью к гематиту. В анализе тщательно очищенного от лабрадора микропертита с такими же включениями В. Тарасенко также нашел более 0,09 весовых процентов TiO_2 , при «ничтожном количестве окиси железа» (I. с., стр. 97), чем наличие пльменитовых вростков и в микропертите становится вполне доказанным. В описанных в I части микроклинах за гематит принимались мною красные и оранжево-красные включения, за пльменит бурые и сиренево-бурые, а также совершенно непрозрачные, хотя О. Andersen⁷⁴⁾ и указывал, что некоторые гематиты под микроскопом совершенно не просвечивают. О происхождении включений пльменита и гематита можно высказать четыре различных предположения: 1) или это образования, подобные эвтектическим, происходящие вследствие одновременной кристаллизации калиевого полевого шпата и пльменита с гематитом; 2) или включения образованы путем распада в твердом состоянии первоначально совершенно однородного полевого шпата; 3) или вросстки представляют собою механическую примесь, или, наконец, 4) оба рода включений образованы газами и парами, проникшими под высоким

¹⁴⁾ Стр. 51, 134, 193 (?) и 250.

⁶⁴⁾ Стр. 5, 8, 9, 12 и 15.

⁶⁶⁾ Стр. 68—69, 74 и 75—судя по описаниям, аналогичны моим криптопертитам.

⁷³⁾ О южно-русском риаакви. Труды О-ва Естеств., Спб., 1903, т. XXXI, в. 5, стр. 86.

⁷⁰⁾ Стр. 497, 507 и 521.

⁶⁸⁾ Рис. 2, стр. 87; см. также стр. 89, 96 и 255.

⁷⁴⁾ On Aventurine Feldspar. Amer. Journ. Sci., vol. XI, 1915, p. 379.—Автор иногда не обмолвился, что включения могут быть не только гематитом, но и пльменитом.

давлением в трещины микроклинов и изредка также олигоклазов. Неправильность в расположении вростков внутри микроклина *) и, особенно, отсутствие какого-либо постоянного соотношения в количестве включений и содержащего их микроклина в различных зернах последнего (ср. стр. 9 и 33) исключают вероятность первых двух предположений. Кроме того, для второго предположения необходимо как-то связать окись титана в ильмените с конституцией полевого шпата: если для объяснения включений H_2O_3 предположения St. Thugutt ⁷⁵⁾ относительно существования железистых полевых шпатов в настоящее время вполне подтвердились исследованиями А. Ласгоix ⁷⁶⁾, то для объяснения включений ильменита пришлось бы предполагать наличие еще и титанистого полевого шпата с возможно двойственной ролью титана в конституции его. Остаются, таким образом, два последние—3 и 4—предположения, равно вероятных и возможных. Во всяком случае, присутствие этих включений в микроклине и изредка в олигоклазе и отсутствие их в кварце легко объясняется близостью физических свойств первых двух минералов. Различная частота включений в микроклинах и плагиоклазах с точки зрения третьего предположения может объясняться различием времени кристаллизации этих полевых шпатов, а в случае четвертого предположения, большей трещиноватостью вообще более крупных зерен микроклина **).

В свинцовом кварцевом диорите микроклина слишком мало, чтобы говорить о его свойствах, что же касается Украинских кристаллических пород, то упоминания о включениях в них микроклинах ильменита и гематита находятся почти во всех полных описаниях этих пород. Сюда относятся работы В. И. Лучицкого ¹⁴⁾, Н. Соболева ⁷²⁾, И. Морозевича ⁶⁶⁾, Б. Попова ⁷³⁾, П. П. Сущинского ⁷⁷⁾, В. Тарасенко ⁶⁸⁾, П. Пятницкого ⁵⁰⁾, А. В. Гурова ⁶⁰⁾ и Ю. Хрущева ⁷⁰⁾.

Остальные особенности микроклинов воронежских сениитов и гранитов—пойкилитовые включения в них плагиоклазов, гранулитовые вростки кварца и присутствие в этих микроклинах неправильных и ленточных обособлений плагиоклазов—довольно часты во всех почти гранитовых породах, для того чтобы служить признаками сами по себе характерными, но взятые вместе с двумя вышеуказанными, эти осо-

^{*)} В. Тарасенко (l. c., стр. 247) в своей работе указывает, что, в противоположность включениям в лабрадорах, ильменитовые и гематитовые вростки в микроклинах располагаются без какой-либо правильной ориентировки.

⁷⁵⁾ Ueber den Eisenglanz als Zersetzungsproduct der Felspäte. Centralbl. f. Miner. 1910, 3, стр. 65.

⁷⁶⁾ Minéralogie de Madagascar. T. I, p. 560—1, Paris, 1922.

^{**)} Из того обстоятельства, что включения как бы переходят из микроклина в соседнее зерно плагиоклаза, совершенно не изменяя ни направления, ни характера расположения: (см. стр. 34), можно заключить, что четвертое предположение наиболее вероятно (см. конец стр. 78 и начало 79).

¹⁴⁾ Стр. 263.

⁷²⁾ Стр. 9, 35, 37.

⁶⁶⁾ Стр. 37, 46, 72 и др.

⁷³⁾ Стр. 86.

⁷⁷⁾ О включении гранита в андезит... Изв. Донского Политехи. Ин-та, 1914, III, в. I.

⁶⁸⁾ Стр. 247—248. (фот. 21 и 22.)

⁵⁰⁾ Стр. 285, 299.

⁶⁰⁾ Стр. 508 и др.

⁷⁰⁾ Стр. 522.

бенности дополняют картину сходства этих микроклинов с калневыми полевыми шпатами украинских кристаллических пород.

Кварц. К числу характерных особенностей кварца павловских выходов относятся: 1) полосы мельчайших включений и 2) волосовидные включения рутила (см. стр. 10). В то время, как обоого рода включения сразу бросаются в глаза при просмотре павловских пород, в свишюхнском кварцевом диорите и те и другие не обращают сразу на себя внимания, причем включения трихитов рутила здесь весьма редки. Распределение включений и неправильно, и неравномерно и в различных зернах шлифа, и в отдельном шлифе, и в породе. Иначе говоря, оба рода включений имеют случайный характер и если находятся в известном отношении к включающему их кварцу—они здесь наиболее многочисленны, в то время как в полевых шпатах почти совершенно отсутствуют,—то это отношение может быть только механическим, а не химическим, т. е. и в данном случае приложимы объяснения только 3 и 4, указанные выше для микроклинов (стр. 72). Форма волосков рутила, часто изогнутая и искривленная, скорее, пожалуй, говорит за большую вероятность четвертого предположения: заполнение капиллярных трещин в минерале, не обладающем, подобно стеклу, и следами спайности. Но все же остается необъяснимым и в этом случае, так сказать, селекционное осаждение рутила почти исключительно в трещинах одного кварца, а относительно прямолинейности (не искривленности) полос включений быть может следует предположить, что трещины, их содержащие, расположены по диагональным Мооровым линиям. Р. Прендель⁷⁸⁾, например, отмечает, что «микрористаллики минералов, включенных в кварце гранито-гнейса (по р. Саксагани), расположены рядами, параллельными плоскостям наслонения гнейса», но что «исключения составляют мелкие округлые поры в кварце, четковидные ряды которых тянутся перпендикулярно относительно расположения остальных частей». Н. Соболев⁷²⁾ давно уже указывал, что прямолинейность в расположении пор надо считать характерною для кварцев южно-русских гранитов, так как она описана, кроме подольских гранитов, еще и в гранитах волынских, херсонских и полтавских. Действительно, почти нет ни одной работы, имеющей дело с петрографией украинских гранитов, в которой бы не упоминалось о полосах и рядах включений и пор в кварце этих пород. Специально этому вопросу посвящена статья М. Крендовского⁷⁹⁾, В. И. Яучицкий¹⁴⁾,⁶⁴⁾, Н. Безбородько⁶⁵⁾, И. Соболев⁷²⁾, И. Морозевич⁶⁶⁾, Ю. Хрущев⁷⁰⁾,

⁷⁸⁾ Исследование кристаллических пород, развитых в бассейне р. Базавлука и в верховьях р. Саксагани. Одесса. 1882, стр. 25.

⁷²⁾ Стр. 13.

⁷⁹⁾ Микроскопические включения в кварце днепровских гранитов. Труды О-ва Ист. природы при Харьк. Университете, т. XII, 1878, стр. 288—308.

¹⁴⁾ Во всех рапаклях.

⁶⁴⁾ Стр. 5, 8, 12, 15, 18.

⁶⁵⁾ Стр. 91.

⁷²⁾ Стр. 13 и 31.

⁶⁶⁾ Стр. 50, 54, 72 и 99.

⁷⁰⁾ Стр. 498, 510, 522.

Б. Понов⁷³⁾, И. Меркульев⁸⁰⁾, В. Тарасенко⁶⁸⁾, Л. Л. Иванов⁸¹⁾, П. Пятницкий⁵⁹⁾, А. В. Гуров⁶⁶⁾, М. И. Миклуха-Маклай⁸²⁾, Р. Прендель⁷⁸⁾,—все эти авторы, некоторые неоднократно, повторяют о рядах и полосах включений в кварце. Можно ли в таком случае считать последние за характерный признак именно южно-русских гранитов? Вообще, включения в кварцах гранитов, по Розенбушу, «весьма часты», но о рядах и полосах этого сказать нельзя: из 14 образцов гранитов разных местностей коллекции Е. Крауц трихиты рутила в кварце были найдены мною при очень внимательном просмотре только в четырех породах, и то не в таком количестве, как в воронежских гранитах, и включения полосами и рядами оказались столь же редкими. Упоминания о включениях трихитов рутила в кварце украинских гранитов почти столь же часты и паходятся почти у всех вышеупомянутых авторов. А. В. Гуров⁶⁹⁾ оттенял (I. с., стр. 517), что в кварце негматитов ни трихитов рутила, ни микролитов анатита и циркона нет. Сам автор, однако, отмечает все-таки «исключительный случай» (стр. 539): кроме того П. Пятницкий⁵⁹⁾ (стр. 332 и 336) отмечает редкость таких включений в кварцах негматитов, что подтверждают и мои наблюдения (см., напр., стр. 25 и 26 в I части). Воскрешение А. В. Гуровым латеральсекреционной теории происхождения негматитов не имеет поэтому никаких оснований: теории Saussure не может теперь возродиться.

Биотит является единственным цветным минералом в баговском «малослюдистом», как и украинские⁷⁴⁾, граните и в свищовском кварцевом диорите. В первом минерал имеет зелено-бурый цвет, во втором преимущественно буровато-зеленый. На буйловских выходах зеленовато-бурый биотит играет подчиненную роль: здесь количество его понижается местами до ничтожных следов. В баговском выходе биотит гранита довольно часто имеет совершенно неправильные очертания (см. табл. VI, рис. 28). На это неоднократно указывает для украинских ранакиви и гранитов В. И. Лучицкий⁷⁴⁾ и особенно оттеняет М. И. Миклуха-Маклай⁸²⁾. Отмечу также, что Р. Эскола⁸³⁾ указывает на ксеноморфизм биотита к кварцу во многих суботийских гранитах Финляндии.

К сожалению, мы не имеем достаточного критерия для отличения во всех случаях первичных минералов от вторичных. Во многих гранитах и диоритах биотит является резко ксеноморфным по отношению

⁷³⁾ Стр. 113.

⁸⁰⁾ О Елизаветградском граните. Зап. Киевск. О-ва Естеств., т. XI, в. 2, стр. 64.

⁶⁸⁾ Стр. 102, 136, 154 и др.

⁸¹⁾ Некоторые минералы и породы окрестностей Житомира. Тр. О-ва Исл. Вольшии, т. II, 1910, 47 и 43.

⁵⁹⁾ Стр. 263—264, 332, 336 и др.

⁶⁹⁾ Стр. 490—510, 517 и др.

⁷⁴⁾ Геологические исследования Вольшской губ. СПб. 1889 г.

⁷⁸⁾ Стр. 25.

⁸²⁾ Стр. 51 и 67.

⁸³⁾ On the Petrology of the Orjarvi Region. Bull. № 49 Comm. Géol. Finlande, 1914, p. 32.

к плагиоклазам, обнаруживая в других местах тех же самых шиффов совершенно обратные отношения к плагиоклазам. Если, например, представить себе, что процесс замещения плагиоклаза на табл. VI, рис. 29 прошел до конца, то мы будем иметь вторичный но полевому шифту биотит, совершенно не отличный от первичного⁸⁴). А биотит, как известно, легко образуется вторично при явлениях катаклаза (см. стр. 21).

Амфибол. В интрузивных породах амфибол имеет всюду совершенно одинаковые оптические свойства. Цвет минерала зеленый с синеватыми и бурыми оттенками, с резким плеохронизмом до очень светлого (по $\Delta\rho$) зеленоватого или желтоватого, причем по Δm окраска, пожалуй, несколько гуще, чем по Δg . Амфибол обнаруживает отчетливую наклонную дисперсию — $\epsilon > \omega$; $2V = -59^\circ$, $\angle Ng [001] = 18^\circ$, $Ng - Np = 0,017$, средний показатель преломления 1,68. Такой же амфибол имеем в роговиковых включениях буйловских выходов, но иногда в центральных частях этих включений амфибол имеет несколько отличные свойства: цвета такого амфибола бледнее, наклонная дисперсия довольно резкая — $\epsilon > \omega$, $2V = -72^\circ$, $\angle Ng [001] = 23^\circ$ и $Ng - Np =$ около 0,020 (см. таблицы на стр. 17, 27 и 42). Однако этот последний амфибол в непосредственном контакте с сенистом имеет уже свойства, переходные к первому указанному (см. стр. 39). Почти во всех случаях плоскость оптических осей лежит в плоскости симметрии, но очень редко наблюдается и перпендикулярнее к первому положению, причем в последнем случае $\angle Nm [001]$ сохраняет то же значение, как $\angle Ng [001]$ при обычном положении плоскости оптических осей. Более густо окрашенный ($2V = -59^\circ$) амфибол местами к краям бледнеет, и тогда угол $2V$ поднимается до -76° (стр. 27). Амфибол роговиков ($2V = -72^\circ$) оказался, по расчету анализа роговика, богатым окисью алюминия и закисью железа и бедным окисью магния (см. стр. 37).

Амфибол встречается только в тех воронежских кристаллических породах, в которых имеются включения роговиков. В басовском и свищовском выходах, где последние отсутствуют, количество амфибола опускается до ничтожных следов, или этот минерал, как в главной массе гранита Васовки, совершенно отсутствует. Кроме того, явная связь количества амфибола в буйловских сенистах и сенисто-гранитах с количеством роговиковых включений, увеличение количества этого минерала в породе по мере приближения к такого рода включениям, совершенно неправильное распределение его на выходах, меняющееся от одного шага к другому,—все это говорит за то, что минерал этот чужд изверженной массе пород: подобно тому как роговики являются ксенолитами, амфибол представляет собою ксенокристаллы (вернее сказать ксено-обломки) в буйловских сенистах и сенисто-гранитах. С этой точки зрения станет понятной совершенно неправильная форма зерен роговой обманки, обнаруживающей только в исключительных случаях более или менее правильные ограничения (см. табл. III, рис. 1—6 и

⁸⁴) См. также рис. 10 и 11, табл. II у J. J. Sederholm. On Syntectic Minerals. Id., Bull. № 48, 1916.

табл. IV, рис. 13, 14, 16). Необходимо впрочем отметить, что такие чужаки, как это наблюдалось мною на тарбагатайских породах, имеют иногда совершенно правильные очертания. Последнее обстоятельство может быть объяснено, во-первых, тем, что минерал-чужак имеет правильные очертания в самой материнской породе, и, во-вторых, тем, что обломки минерала-чужака могут, так сказать, заживляться насчет того материала, который может быть заимствован для этого из жидкой еще магмы (см. ниже, стр. 82).

Подобно бесцветным минералам, роговая обманка соответствует некоторым амфиболам украинских пород и по формам своего проявления, и по происхождению, и по оптическим свойствам. На неправильность зерен роговой обманки указывают многие авторы, подробно описывавшие роговообманковые кислые интрузивные породы Украины. В. Н. Лучницкий⁷³⁾ говорит о скелетных формах амфиболов и пойкилитовых включениях кварца и полевых шпатов в роговых обманках киевских рапакиви, Б. Попов⁷³⁾, П. Меркульев⁸⁰⁾, В. Тарасенко⁸⁶⁸⁾, Морозевич⁸⁵⁾ и М. Н. Миклуха-Маклай⁸²⁾ также отмечают неправильность, скелетовидность и пойкилитовое прорастание роговообманковых зерен в гранитах и гранититах, различно объясняя образование таких зерен. Н. Н. Безбородько²⁸⁾ совершенно определенно пишет, что роговая обманка в розовых екатеринославских гранитах «выступает как контактовый минерал». Что это не единственный случай такого, несомненно чуждого магматической породе, амфибола, указывают наблюдения Б. Н. Лучникова у м. Белой Церкви⁸⁶⁾. Оптические свойства роговых обманок редко в упомянутых породах приводятся полностью. Роговые обманки киевских рапакиви имеют еще меньший угол оптических осей (-45° , 47° , -48°), чем у вышеописанных, соответствуя последним по цвету (для зеленой роговой обманки из екатеринославского гранита Н. Н. Безбородько дает $2V = -84^\circ$). Для буро-зеленой роговой обманки к NW от Кривого Рога (шлиф 142 Ю. И. Половинкиной) мною получено $2V = -59^\circ$, для амфиболитов к Е от Кальмуса (шлиф № 11 коллекции В. П. Соколова), инфицируемых гранитами, $-2V = -58^\circ$ и $-57,5^\circ$ ($3+$).

Омфацит. Так в I части назван пироксен диопсидо-геденбергитового состава $-\angle Ng[001] = 44^\circ$, $2V = +60^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, макроскопически виноградно-зеленого, под микроскопом светлозеленоватого цвета, для того чтобы оттенить чуждую магматической породе природу этого минерала. Омфацит довольно часто замещается с краев

⁷³⁾ Стр. 116 и 119.

⁸⁰⁾ Стр. 67.

⁸⁶⁸⁾ Стр. 102, 139 и 172: автор неправильную форму разрезов амфибола считает за явление первичное, так как в породе встречаются вполне пидоморфные разрезы роговой обманки, на которых хорошо выражены призматические плоскости: такие плоскости часто бывают так же хорошо выражены в сланцах и амфиболитах.—В. Л.

⁸⁵⁾ «О литологическом составе etc. Изв. Геол. Ком., 1898 г., т. XVII, стр. 138—139.

⁸²⁾ Стр. 51.

²⁸⁾ Стр. 261 и др.

⁸⁶⁾ Прот. засед. О-ва Естеств. при Варш. Университете, XXII, 1910, стр. 48—49.

роговой обманкой (см. табл. IV' и V', рис. 16, 17, 18, 20 и 21), то более темной ($2V = 59^\circ$), то очень светлой зеленоватой ($2V = 74^\circ$). Как правило, пироксен этот встречается в роговиках в непосредственном контакте с сленитами, и почти всюду совершенно отчетливо замечается увеличение его количества по направлению к контактирующей породе в тех случаях, когда он присутствует в массе роговика. Из табл. IV', рис. 10, 11, 12 и табл. V', рис. 17, 18, 20 и 21 ясно видно, что минерал, как и амфибол, встречается почти всегда в совершенно неправильных зернах²⁸⁾. Более или менее правильные очертания, как на рис. 19, являются исключительной редкостью. Кроме того, наблюдения, аналогичные таковым же для роговой обманки, определенно говорят за чуждость омфацита интрузивной массе. Добавлю еще (см. стр. 34), что в одном месте замечено, что в узкой зоне вокруг включения пироксена в микроклинкритопертите последний является сплошным, не пертитовым. Это можно объяснить только тем, что около более холодного постороннего обломка микроклина закристаллизовался быстрее, и пертитовые вроски в узкой корочке, облегающей этот посторонний обломок, не могли, при быстром охлаждении, выделиться; далее от контакта образовался обычный кринопертит. Увеличение количества пироксена во включениях в изверженной массе и в роговиках ближе к последней—явление вообще самое обычное, чтобы на нем следовало останавливаться⁸⁷⁾. Указанное выше замещение омфацита амфиболом и местами наблюдающиеся остатки первого в последнем говорят за то, что в более высокую температурную стадию образовывался пироксен, замещавшийся затем амфиболом.

Из второстепенных минералов—циркон в небольшом очень количестве; флюорита, ортита, граната, турмалина и клевита ни в одном из шлифов не обнаружено—необходимо остановиться на апатите, сфене и титано-магнетите.

Апатит местами является типичным контактово-пневматолитическим минералом. Как указывалось, плагиоклазы буйловских роговиковых включений отличаются от олигоклазов сленитов и сленито-гранитов своими, местами довольно многочисленными, пойкилитовыми вросками апатита. В I части неоднократно отмечалось увеличение количества апатита по направлению к контакту изверженных пород с роговиками и около скоплений цветных минералов в массе нервых. Здесь местами апатит достигает величины 0,1—0,2 мм. и часто бывает ксеноморфным. Для украинских пород Н. В. Безбородько²⁸⁾ оттеняет значительное количество апатита как раз в гибридизированных амфиболовых гранитах Екатеринослава; на наличие апатита «в огромном количестве» в роговиках указывает В. И. Лучицкий¹⁴⁾, на богатство волынских пород апатитом указывает также К. Хрущев⁷⁰⁾.

²⁸⁾ См. стр. 206.

⁸⁷⁾ См. напр., P. Escola. «On Contact Phenomena between Gneiss and Limestone in Western Massachusetts», Journ. Geol. XXX, 1922, pp. 293—294.

¹⁴⁾ Стр. 208.

⁷⁰⁾ Стр. 175; см. также стр. 169 в роговообманковом габбро-порфире.

Титаниит играет такую же роль, как и апатит. В огромном большинстве случаев он ксеноморфен и по формам проявления не похож на сфены интрузивных пород. Цвет минерала отчетливый буровато-оранжевый, с заметным плеохроизмом, редко серый. Так же, как и для апатита, наблюдается увеличение количества сфена по направлению к контакту и около скопленной роговой обманки в сенигах и сеништо-гранитах. Замечательно, что и Н. В. Безбородько ²⁸⁾ и И. Морозевич ⁶⁶⁾ ни разу не упоминают о титаниите в описании гранититов, и только в связи с описанием, первый автор, гибридного амфиболового гранита, а второй, роговообманкового гранитита, богатого лабрадором, говорят о «большом» или «значительном количестве» титаниита (у И. Морозевича «кирпично-красного»). В. П. Дудочкин ⁶⁴⁾ в своей работе о гранулитах упоминает о буровато-коричневом титаниите только при описании протексно-биотитового гранита, и здесь же отмечается большое количество апатита.

Наконец, титано-магнетит — большую часть магнетита надо считать титанистым, вследствие частого облеkania зерен его сфеном — в большинстве случаев является минералом такого же происхождения, как большая часть апатита и сфена: в контактах с роговиковыми включениями количество его увеличивается; там, где в сенигах и сеништо-гранитах внутри их наблюдаются скопления роговой обманки, тождественные по составу и структуре роговикам, наблюдаются одновременно с апатитом и титанистом и скопления магнетитовых зерен, участками цементирующих зерна бесцветных минералов; довольно часто титано-магнетит является совершенно ксеноморфным (см. табл. III, рис. 7, 8, 9 и табл. V, рис. 21). Добавлю еще, что в басовских гранитах довольно часто наблюдаются макроскопически мелкие желтоватые пластиночки; под микроскопом эти пластинки непрозрачны, дают иногда разрезы а, б и в табл. V, рис. 22 и относятся вероятнее всего к измененным пльменитту и может быть сфену.

Характер проявления трех последних минералов, их приуроченность главным образом к контактам и включениям, почти с несомненностью указывают на контактовое их происхождение в описываемом случае. Те же самые обстоятельства говорят за то, что контакт здесь должен был происходить с привнесом материала из изверженной породы, иначе трудно было бы понять скопление этих минералов именно у контактов как со стороны изверженной, так и контактируемой породы. В таком случае происходил привнос не только железа, но и титана. Привнос первого элемента явление самое обычное в контактах; относительно привноса последнего имеются положительные доказательства в связи с основными породами у Т. М. Broderick ⁸⁸⁾ и др. Для рассматриваемого

²⁸⁾ Стр. 208.

⁶⁶⁾ Стр. 101—102.

⁶⁴⁾ Стр. 20.

⁸⁸⁾ The relation of the Titaniferous Magnetites of Northern Minnesota to the Duluth Gabbro. Econ. Geol., XII, 1917, 663—696. Здесь же литература вопроса, в которой, впрочем, о первых указаниях на это J. H. L. Vogt в Zf. f. prakt. Geologie, 1895, pp. 367, 444, 465, ничего не сказано.

случая такое объяснение приводит в стройную связь указываемые факты с отмеченными выше наиболее вероятными предположениями о происхождении железистых и титанистых включений в бесцветных минералах гранитов и снейитов.

Главнейшие разновидности пород и их взаимоотношения.

В предыдущем разделе мы видели, что типовые минералы пород павловских выходов совершенно тождественны между собою и несколько отличны от таковых же для пород свиныхинского выхода. В предшествующей главе было указано, что тождественное строение пород первой группы выходов заставляет нас считать эти породы за продукты затвердевания, и притом одновременные, одной и той же магмы, а совершенно отличная тектоника свиныхинских пород принуждает выделить последние, как более ранние образования. Петрологические соотношения пород вполне подтверждают только что сказанное.

Для удобства сопоставлений в нижеприведенной таблице (стр. 80) сгруппированы данные о главных породах, подробно описанных в I части. Арабские цифры относятся к соответственно обозначенным выходам на табл. I, рис. I, причем цифра 5 обозначает породу свиныхинского выхода; остальное понятно из таблицы.

Из приведенной таблицы совершенно отчетливо усматривается, что породы первых трех выходов (бульовских) получились из остывания одной и той же изверженной массы. Рапакивнообразные *) биотито-роговообманковые снейито-граниты (1а и 2а), представляющие обычную разность (т. е. главную массу) первых двух выходов, тождественны друг другу. В I части было указано, что на втором (нижнем новокаменском) выходе мы наблюдаем совершенно постепенные переходы от снейито-гранитов к рапакивнообразным амфиболо-омфацитовым снейитам с кварцем (2b), слагающим незначительную часть этого второго выхода и представляющим главную массу верхнего новокаменского выхода (3а). Цвет всех этих пород мясно-розовый, и такой же цвет имеют аплиты и пегматиты этих трех выходов (1с, 2с и 3с).

Но к этой же изверженной массе мы должны отнести и рапакивнообразный биотитовый гранит басовского выхода (4а), хотя последний и отличается как по составу, так и по своему светло-лососьюму (мясно-розовый с оранжеватым оттенком) цвету. 1) В I части было указано (стр. 7), что светлые разности обычного снейито-гранита, имеющие незначительное количество окрашенных минералов — аплитовидные или, лучше, аляскинговые — приближаются по содержанию в них кварца к гранитам и имеют вместе с тем светло-лососий цвет, подобный гранитам басовского выхода. На стр. 32 и 35 было отмечено, что наиболее светлая и довольно редко встречающаяся разность (3b таблицы на стр. 80, шлифы 31 и 35) верхнего новокаменского выхода совершенно подобна по цвету обычной

*) Рапакивнообразные, т. е. порфиroidные, — употребляя вместо второго термина первый, я хочу оттенить подобие их тем порфиroidным гранитам, которые сопровождают часто настоящие рапакивы и характерны по своим, большей частью неправильно ограниченным, полевошпатовым вкрапленным и отсутствию зеленых олигоклазовых оболочек вокруг них.

ТАБЛИЦА ДАННЫХ О КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ ПОРОДАХ ВОРОНЕЖСКОЙ ГУБЕРНИИ.

№	Состав	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	TiO ₂	P ₂ O ₃	F	MnO	ZnO	Σ	Уг. вес	Химический состав, вычисл. минер. состав. Найден. неосреф.					
																SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mi	Q
1a	61,68	15,89	1,99	2,18	1,16	3,27	4,01	5,12	0,39	0,17	0,35	0,21	нет	0,15	0,15	99,42	2,707	Обычная разновидность гибридных ралаквивобразных плотного-рогового-амфиболового сленгита (стр. 8—13).		
II	42,48			30,77	12,82	11,13			1,50	0,70	0,46					99,86	2,695			
III																				
1b	Первоначально-метакристаллический плотного-рогового-амфиболовый сленгит (стр. 13).																			
1c	Мелко-розовые агидиты и пермалиты (стр. 14).																			
1d	III	3% ок. 3% ок. 3% ок. 1% (объемн. %оо)																		
1e	Олифангито-халцедонитово-амфиболовый роговик (стр. 15).																			
2a	Обычная разновидность—тождественна 1a (стр. 21).																			
2b	Гибридный ралаквивобразный амфиболо-олифангитовый сленгит с кварцем—тождественный 3a (стр. 22—23).																			
2c	Мелко-розовые агидиты и пермалиты (стр. 25).																			
2d	Плотного-амфиболовый олигоклазовый роговик (стр. 26).																			
2e	Роговик, подобие 1d и 1e (стр. 26 и 28).																			
3a	III	39,2	42,3	4,0	3,5	6,8	2,3	1,3	0,6				100		(У. 2b—обычная разновидность (стр. 33—34).					
3b	Светло-розовый ралаквивобразный гибридный амфиболовый сленгитово-гранит (стр. 35).																			
3c	Мелко-розовые агидиты и пермалиты.																			
3d	Биотитово-амфиболовый олигоклазовый роговик (стр. 35).																			
3e	Роговик, подобие 1d и 1e (стр. 35).																			
3f	I	49,60	21,54	2,34	5,98	3,31	10,14	4,05	1,19	1,17	0,25	0,27	нет	нет	следы	нет	99,84	2,695	Анхизитово-амфиболовый роговик (стр. 36—39).	
II			44,6															100		2,894
III			44,6																	
4a	I	71,72	14,18	1,20	1,46	0,59	1,83	3,02	5,00	0,38	0,14	0,23	0,13	нет	0,08	0,19	100,15	2,693	Ралаквивобразный биотитовый гранит светлого-розового (обычн. разновидность (стр. 46—49).	
II																				
III																				
4b	Ралаквивобразный биотитовый сленгитово-гранит (стр. 50).																			
4c	Светло-розовые агидиты и пермалиты (стр. 50—53).																			
4d	Мелкокристаллический биотитовый конститутционный сленгит (стр. 53).																			
5	III	47,3	0,1	29,5	20,5	0,2	0,20	0,10	2,10											Плотного-амфиболово-розовый кварцевый диорит (стр. 56—57).
5	III																			

разности басовского выхода. 2) В предшествующей главе было указано (стр. 75—77), что амфиболы и пироксены трех первых выходов не могут рассматриваться иначе, как за чуждые изверженной массе этих выходов минералы, и буйловские сиептиты и сиептито-граниты должны быть рассматриваемы, таким образом, за породы, загрязненные чуждым материалом, т. е. гибридные.

На гибридное происхождение буйловских пород указывают следующие обстоятельства: 1) амфиболовые и пироксеновые разности имеются только там, где имеются роговиковые включения, содержащие эти минералы, и количество более темно окрашенных разностей находится в прямой зависимости от количества роговиковых включений на выходах; 2) в некоторых пегматитах верхнего новокаменского выхода биотит, играющий совершенно ничтожную роль среди окрашенных минералов пород этого выхода, приобретает такое же значение, как и амфибол этих шпировых отщеплений; 3) состав плагиоклазов на всех навловских выходах остается тождественным, что, имея в виду хотя бы первые три выхода, никак нельзя связать с нормальным процессом дифференциации: в последнем случае параллельно с заметным увеличением в породе количества богатых окисью кальция минералов (амфибол и омфациит) должно было бы идти хотя бы незначительное увеличение апортиной молекулы в плагиоклазах; 4) наконец, еще одно косвенное соображение в пользу гибридного происхождения буйловских пород. Валовой химический состав русско-буйловского сиептито-гранита почти точно совпадает (стр. 12) со средним арифметическим из анализа гранита и сиепнита (мировых), что по A. Naeger⁸⁹⁾ в большинстве случаев указывает на гибридное происхождение такой породы (ср. также сказанное на стр. 31—32 и 95).

Нормальной, негибридизированной породой, материнской для буйловских выходов, надо считать басовские граниты. На стр. 48 и 51 мы видели, что по химическому своему составу эти биотитовые граниты почти совершенно точно отвечают среднему постботническому граниту Финляндии (J. J. Sederholm) и среднему мировому докембрийскому граниту R. A. Daly. Свойства типовых минералов всех навловских пород, а также характер и свойства примесей (за исключением амфибола и пироксена, отсутствующих в главной массе басовского выхода) совершенно тождественны. То же надо сказать (см. таблицу) и относительно особенностей химического состава — присутствие *ВaO*. Совершенно отсутствие биотита, главного видového минерала басовского гранита, в некоторых породах буйловских выходов можно объяснить тем, что материал, который в нормальных условиях пошел бы на этот минерал, был частью израсходован на ксеноминералы, частью на образование ортоклазовой молекулы. Из таблицы видно, например, что в наиболее богатом кальциевыми минералами сиептите (3а) новокаменского выхода количество микролина больше, чем плагиоклаза, в то время как

⁸⁹⁾ The Natural History of Igneous Rocks. London, 1909, pp. 335—336 358—359.

в сениито-граните буйловских выходов и граните басовском микроклини явно отступает на задний план, причем в первой, гибридной, породе (*Ia*) его ясно больше (30,77 *mi* и 42,48 *ol*), чем в нормальном басовском граните (22,31 *mi* и 40,2 *ol*). Добавлю еще, что в наиболее темно окрашенной разности сениита верхнего повокаменского выхода сразу усматривается уже «ясное преобладание микроклина над плагиоклазом» (стр. 34, порода № 33). Наблюдения эти можно объяснить следующим образом, припомнив, что 1) по С. Doelter⁹⁰) явления «прививки», несмотря на вязкость магмы, все же наблюдаются «в непосредственной близости» от прививающих зерен, и что 2) биотит в материнском басовском граните находится вообще в незначительном количестве (подсчитано—см. таблицу—непосредственно *) 3,7 весов. %, при пересчете пришлось принять 5,14%). К сожалению, состава биотита мы не знаем, но вообще говоря, если роговая обманка в качестве прививочного ксеноминерала осаждает на себя биотитовый материал, то одновременно из магмы должна замещаться окись кальция (для амфибола) из плагиоклазового материала и освобождаться окись калия (из биотита), которая вместе с освободившейся из олигоклазового материала окисью натрия пойдет на увеличение количества (по сравнению с материнской породой) калиевого полевого шпата в гибридной породе. Это объяснение остается только предположением, поскольку точного состава минералов, составляющих породы, мы не знаем.

В предыдущем породе назывались всюду гибридными, так как этот термин⁹¹) совершенно нейтральный и указывает только на двойное происхождение частей, составляющих в целом породу. Во всяком случае, явлений, которые указывали бы на заметное растворение (ассимиляцию) роговиков в интрузиях, не наблюдалось. Наоборот, постоянство состава плагиоклазов вне зависимости от количества роговиковых включений в изверженной породе, всегда резкое отграничение первых от последней и иногда отсутствие какого бы то ни было закругления в краях этих включений (см., напр., табл. II, рис. III, b)—все это оставалось бы непонятным в случае ассимиляции более или менее значительного масштаба. Как видно из таблицы, роговики имеют сильно меняющийся состав как в количественном, так и в качественном отношениях, причем в последнем случае даже в различных частях одного и того же включения (стр. 15). Одно только это обстоятельство с достаточной вероятностью говорит за то, что эти роговики представляют собою «случайные ксенолиты» А. Harker или «аналогенные включения» А. Lasroix⁹²): предполагая, что эти роговики представляют контактово-измененные части более ранних интрузий той же магмы, мы необходимо должны были допускать сильную дифференцированность последней в эти ранние периоды в противоположность тому.

⁹⁰) *Minerogenese und Stabilitätsfelder der Minerale*. Tsch. Mitt., B. 25. 1906, p. 85.

⁹¹) См. стр. 47 и 51.

⁹²) Гибридный по А. Harker, а не по J. Durocher (*Annales d. Mines*, 1857, XI), от латинского *hibrida*—не что двойного происхождения.

⁹³) *Les enclaves des roches volcaniques*. Maçon, 1903, pp. 7—8.

что наблюдается и более поздних интрузиях, представленных павловскими гранитами и снейитами. Особенности химического состава роговиков (отсутствие BaO и только следы MnO в анализе 3 f), наблюдающиеся иногда в них минералогические ассоциации (наличие только амфибола с незначительным количеством биотита и кварца), типичная роговиковая, по типу торцовой, структура, форма и характер контактов—говорят также скорее всего за чуждость вещества этих роговиков интрузивной массе павловских пород⁹³). В I части работы было указано, что по химическому составу андезитно-амфиболовые роговики (стр. 39) могут быть и паранородами, происшедшими из известняков, и ортонородами, происшедшими из группы габбро. В последнем случае пришлось бы предполагать весьма сильное изменение этих габбровых пород, стершее всякие следы первоначальной структуры. С таким интенсивным изменением вряд ли можно связать то обстоятельство, что некоторые из роговиковых включений обнаруживают изменение в своем составе по направлению к непосредственному контакту с изверженной породой даже в шлифе (см. стр. 39); кроме того, роговики различного состава иногда рядом друг с другом лежат в небольшом штуде (стр. 33). На основании всего вышесказанного, гораздо проще считать эти роговики скарновыми образованиями, происшедшими из известняков (вспомним каштемировские мраморы), чем дифференциатами магмы, давшей снейиты и снейито-граниты.

К числу продуктов нормальной дифференциации павловской изверженной массы, кроме пегматитов и аплитов, относятся описанные в I части биотитовый снейито-гранит (стр. 50) и сильно обогащенный биотитом «согласный»⁹⁴ шпир (стр. 53) басовского выхода, а также, вероятнее всего, кварцевый лейкодиорит (стр. 23—25) нижнего новокамениского выхода. На первых породах, как слишком обычных продуктах дифференциации, едва ли следует останавливаться, что касается последней, то доказательств именно такого ее происхождения у меня не имеется. Порода эта принимает слишком незначительное участие

⁹³) В только что полученной статье «Материалы по петрографии кристаллических горных пород южно-русского горста», отд. оттиск из Труд. Воронежск. Университета, т. II, 1925 г. — В. Е. Тарасенко, как это следует из текста (стр. 38—40), считает включения «амфиболита» в воронежск. породах (стр. 40) за продукт дифференциации магмы, давшей и «породы гранитового семейства». Что такое объяснение трудно приложимо к описанным амфиболовым роговикам буйловских выходов, полагаю, ясно следует из настоящей работы. Следует также отметить, что и амфиболитовые включения по р. Соби, судя по описаниям В. Е. Тарасенко, вряд ли определяют собою, как это полагает автор, более ранние продукты дифференциации магмы, давшей гранититы и кварцево-биотитовые диориты. С таким объяснением плохо вяжется то, что «в соседних включениях (гнейсовидных амфиболитов) не наблюдается соответствия в направлениях сланцеватости», и то, что во включениях и шпирях, более богатых фемическими, в том числе кальциевыми, силикатами, плагиоклаз только «повидимому» более богат аортитом, чем плагиоклаз главных пород. Добавлю еще, что по р. Соби встречается «воластошисто-скаполитовая горная порода» (I, с., стр. 5), и из этой же области происходит известный липовецкий известняк, а также, что в некоторых гранитах (стр. 3) встречается «довольно много граната».

⁹⁴) G. Berg. — Der Granit des Riesengebirges und seine Ganggesteine. Abh. der Preuss. Geol. Ludst., II. 94. Berlin, p. 23—называет такие образования «Streifen-schlieren», что лучше всего перевести так, как это сделано в тексте.

в архитектуре выхода, но заслуживает тем не менее упоминания по двум причинам. Во-первых, на этой породе наблюдаются поствулканические изменения — кальцитизация, эпидотизация и пиритизация с серицитизацией — аналогичные пропилитизации эффузивных пород, и олигоклазы, не в пример всем прочим породам, являются неправильно пятнистыми, что указывает на воздействие на породу высокой температуры. Последнее обстоятельство говорит скорее всего за то, что порода представляет собою если и продукт нормальной дифференциации, то, во всяком случае, уже отвердевший и достаточно остывший до извержения магмы, давшей сениито-граниты. Во-вторых, по своему составу порода почти точно соответствует (если принять во внимание несомненные признаки гибридации) тому, что П. П. Безбородько²⁸⁾ называет для пород по Днепру «смешанными породами», а V. M. Goldschmidt²¹⁾ троньемитами для норвежских пород. Кроме того, породы такого же точно состава наблюдались мною в коллекции «гранитов из Гельсингфорса» П. В. Мухометова (отца).

Отмеченная только что порода вместе с породой свилюхненского выхода дополняет картину того поразительного сродства, которое существует между воронежскими, украинскими и финно-скандинавскими породами. О тождестве свилюхненского гнейсовидного биотито-олигоклазового кварцевого диорита с некоторыми из украинских «гнейсов» и карпатских (карбоновых) «гранитов» было указано при описании свилюхненской породы (стр. 56—57). Последняя была названа кварцевым диоритом исключительно по структурным соображениям, а также по сродству ее с настоящими глубинными, часто без признаков гнейсовидности, карпатскими «гранитами». В указанной только что статье⁹³⁾ В. Е. Тарасенко по таким же точно основаниям (см., напр., диорит Ждановки, стр. 20) и по наблюдавшимся переходам называет совершенно (?—к сожалению в работе не указывается количественных соотношений между минералами) такие же породы кварцево-биотитовыми диоритами. Этим подтверждается отмеченное выше (стр. 66) несомненное соответствие свилюхненских пород украинским «серым гнейсам» и таким же «гнейсогранитам». Здесь же отмечу, что высказанные ранее соображения (стр. 57—58) о терминологии вполне соответствуют обоснованиям В. Е. Тарасенко для принятой им номенклатуры (I. c., стр. 41).

Тождество всех разновидностей воронежских пород с породами, встречающимися на Украине. О тождестве свилюхненского серого кварцевого диорита и басовского светло-лососевого гранита с аналогичными украинскими породами, тождестве местами в мельчайших подробностях, едва ли приходится упоминать в связи со всем предшествующим: стоит только познакомиться с любым описанием украинских пород, захватывающим сколько-нибудь значительную область, чтобы найти такие же буквально породы, с такими же, как указывалось, возрастными соотношениями между ними. По свидетельству всех выше-

²⁸⁾ Контактные взаимоотношения..., стр. 172—174, 179—182 и 233—234.

приведенных авторов⁹⁵), в Украинской Кристаллической Полосе преобладают породы биотитовые, роговообманковые же и широксеновые встречаются гораздо реже. Выше, целым рядом фактов и соображений, мы были приведены к необходимости считать мясно-розовые буйловские сениито-граниты и сенииты гибридизированной фацей басовских биотитовых гранитов. Некоторые из авторов, описывавших такие же точно породы из Украинской Кристаллической Полосы, также определенно отмечают гибридизацию подобных пород. По Н. В. Безбородько почти все исследованные им приднепровские — между Новогеоргиевском и Николаем — роговообманковые породы являются гибридами²⁸). Если только что указанного автора, писавшего (I. с., стр. 43), что «вся приднепровская кристаллическая полоса является сферой глубокого действия гранитной инъекции», можно еще считать — в упомянутом случае, впрочем, неосновательно⁹⁶) — не всегда беспристрастным приверженцем мигматизации, то того же нельзя сказать о В. И. Лучицком¹⁴). По последнему автору ранакиви как черкасского массива, так и в радомысльском выходе гибридизировано — в первом случае материалом из габбро и полевопещатово-амфиболовых роговиков, во втором роговиковыми породами, причем в обоих случаях такие «продукты эндоконтактового метаморфизма присутствуют только на краю массивов» (I. с., р. 206)⁹⁷). Также и И. Морозевич⁶⁶) замечает, что роговообманковый гранитит Тригурье «представляет как бы смешение двух магм»: к такому же гибриднему типу вероятно надо отнести и «габброгранит» Фрисарки, с «очень корродированной роговой обманкой» и очень странным составом. Наконец, определенные указания на гибридизацию гранитовых (и лабрадоритовых) пород можно найти у J. A. Гастрег⁹⁸). Собственно этим и ограничиваются случаи гибридизации, в связи с украинскими роговообманковыми гранитами и сениитами, отмечаемые так или иначе самими авторами. Однако, намеки и косвенные указания на возможность подобного толкования весьма многих из таких роговообманковых пород можно найти у большого количества авторов, описывавших более или менее подробно украинские породы. Я останавлиюсь только на одной из наиболее содержательных работ по описанию украинских пород, на неоднократно цитировавшейся работе В. И. Лучицкого²⁸), сославшись для остальных случаев возможной гибридизации на указанные при описании роговых обманок сочинения (стр. 76) и на сказанное в примечании 93-м (стр. 83). Из подробного и объективного описания киевских ранакиви

⁹⁵) Ср. также П. П. Ятницкий. Генетическое отношение ес. Труды Ин-та прикл. минер. и петрогр., вып. 9, Москва, 1924, стр. 35.

²⁸) Стр. 67—68, 81, 85—86, 90, 94, 95, 118 и т. д.

⁹⁶) Ср. А. Б р и о. Химико-минералогические исследования некоторых из представителей Днепровских кристаллических пород. Отд. оттиск Труд. о-ва Испыт. Природы при Харьк. Университете, т. V, Харьков, 1871, стр. 23.

¹⁴) Стр. 172—173, 176—177, 206 и 326.

⁹⁷) Ср. также П. Тутковский. Отчет о геолог. псл. летом 1886 г. Зап. Киевск. Об-ва Ест. 1887, протоколы.

⁶⁶) Стр. 101—102.

⁹⁸) «Studien über Labradorite von Kiev. Verh. d. k.-k. Geol. Reichsanstalt., 1877, p. 133.

В. П. Лучицким *) можно извлечь достаточно данных для того, чтобы иметь большее право считать их за гибриды, чем за продукты нормальной дифференциации. Во-первых, указания на это дает сильно меняющийся их состав, во-вторых, необычные минеральные ассоциации, встречающиеся в этих породах, а именно, присутствие кневита, близкого к грюпериту, т. е. типичному метаморфическому минералу, и одновременное сочетание в одной и той же породе кварца и оливина. Из трех известных мне объяснений возможности последнего сочетания в нормальной породе—объяснения А. Lagorio ⁹⁹⁾ и J. P. Iddings ¹⁰⁰⁾, особенно первого ученого, гипотетичны, интерпретация же N. L. Bowen и Olaf Andersen ¹⁰¹⁾ является совершенно необходимым следствием из полученной этими авторами термической диаграммы. Из последней непосредственно, например, следует, что если реакции при понижении температуры остывающей смеси не идут до конца, то вместо сочетания оливин-пироксен появляется оливин-пироксен-кварц, причем оливин окружается оболочкой пироксена. Таким образом, не сам по себе факт сочетания оливина и кварца, как это думает Ф. Ю. Левинсон-Лессинг ¹⁰²⁾, а способы такого сочетания говорят в данном случае за гибридность породы: а) оливин по В. П. Лучицкому (стр. 77) «лишь иногда образует самостоятельные зерна, но большей частью совершенно неправильные», в большинстве же случаев присутствует внутри роговой обманки или б) отделяется (в свежем состоянии всегда) от кварца и полевых шпатов тонкой каймой альбита, в) образуя, сверх того, микрофлюидитовые срастания с первыми тремя минералами (стр. 79). Явление, отмеченное в пункте а), наблюдается довольно часто при контактовом воздействии гранитов на габбровые породы: для ЮВ части Кневской губ. подобное явление описано для порита Вороповки (ромбический пироксен облекается роговой обманкой) В. Тарасенко ⁶⁷⁾; явление пункта б) едва ли кому-либо понятнее в связи с нормальным остыванием магмы, чем с толкованием оливина в качестве ксеноминерала, присутствие которого, так или иначе, обусловило появление таких оболочек, и, наконец, микрофлюидитовые включения кварца в оливине совершенно немыслимы в связи с нормальным процессом отвердевания магмы. Третьим обстоятельством, заставляющим признать в ранакви гибридную породу, являются структурные особенности этой загадочной породы *) и среди них нередкое упоминание о флюидитовых, судя по описаниям, часто решетовидных (Sieb) прорастаниях не только оливинов,

*) К сожалению, несмотря на четырехкратную мою просьбу, Владимир Иванович так и не удостоился прислать мне хоть пару осколочков кневского ранакви.

⁹⁹⁾ Ueber die Natur der Glasbasis. Tsch. Mitt., VIII, 1887, p. 509.

¹⁰⁰⁾ Igneous Rocks, vol. I, sec. edit., New York, 1920, p. 277—278.

¹⁰¹⁾ Amer. Journ. Sci., 1914, p. 499.

¹⁰²⁾ Успехи петрографии в России, Петербург, 1923 г., стр. 167.

⁶⁷⁾ Стр. 25.

*) После сдачи в редакционную коллегию наст. работы появилась статья W. Wahl о ранакви (см. Еленина, 45, № 20, 1—127), в которой автор объясняет структуру этих пород кристаллизацией их в два различных этапа, а опонды принимает за образования, из которых каждое в отдельности имеет свой особый, в известной мере независимый от отвердевания окружающей породы, генезис (стр. 108).

но и роговых обманок (ср. также стр. 76 настоящей работы). Объяснение образования в изверженных породах такой структуры J. R. Iddings¹⁰⁰⁾ вполне понятно, но почему приводимый автором процесс идет именно таким образом, объяснение это не говорит. Вероятно в этом случае вступает в силу правило Нерпста об общих зонах кристаллизующихся минералов,—тогда частое проявление пойкилитовой структуры в гарцбургитах, верлитах и амфиболовых перидотитах станет понятным. Но для таких пар, где ойкикритами являются, как в описываемом случае, с одной стороны, оливин, амфибол или биотит, а хадакритами—кварц и полевые шпаты, ни одно из этих объяснений, естественно, не подходит. Пойкилитовую структуру в этих случаях надо считать обусловленной тем же, что и в роговиках: в обрабатываемой мною Тарбагатайской коллекции микропойкилитовые структуры почти всегда появляются в непосредственном соседстве мелких включений с содержащими их интрузиями с обеих сторон от контакта двух пород, в каждой из них. Наконец, в четвертых, если упомянутые выше гибридные рапакиви В. И. Лучицкого «присутствуют *только на краю массивов*», то и «все типы рапакиви и все породы, близкие к рапакиви, выступают *исключительно на краях Южно-Русской Кристаллической Полосы*, именно в областях наибольших вертикальных дислокаций» (I. с., стр. 227; курсив всюду мой—В. Л.). Все эти обстоятельства служат достаточным основанием для того, чтобы считать киевские рапакиви с большим основанием породами гибридными, чем нормальными дифференциатами наиболее распространенных в Украинской Полосе биотитовых гранитов и гнейсо-гранитов. В таком случае упрощается и понимание самих рапакиви, и, что еще важнее, становится понятным появление на краях Украинской Кристаллической Полосы вместо биотитовых гранитов таких же пород роговообманковых, «которые в высшей степени близко стоят по минералогическому составу и по структуре как к гранитам, сопровождающим рапакиви, так и к самому рапакиви» (I. с., стр. 226). Добавлю еще, что и такая странная порода, как гиперстеновый гранит, вероятнее всего также является в Украинской Полосе породой гибридной,—во всяком случае она почти всегда появляется или в связи (местной) с породами типа габбро, или с известняками (Липовец, прим. 93), или с последними же и в ассоциации с еще более необычными породами,—биотито-гранатовыми и гранато-биотитовыми гранитами¹⁰¹⁾ (Гинвань, Подольск. губ., здесь же «глыба известняка» в граните¹⁰²⁾).

В буйловских сенитах и сенинто-гранитах гибридизирующей породой

¹⁰⁰⁾ Стр. 203—204.

¹⁰¹⁾ В. А. Сельский. Химико-петрографические исследования гранитов. Ежегодн. Геол. и Минер. России, XIV, вып. 1, 1912 г.

¹⁰²⁾ В только что (февраль 1927 г.) полученной в Геологическом Комитете работе «Кристаллические породы окрестностей Винницы на Подолли» (Київ, 1926, стр. 22) автор Н. П. Безбородько подтверждает непосредственными наблюдениями высказанное мною предположение о гибридной природе чарнокитов,—гиперстен в них контактовый минерал. См. также прониценную мною работу того же автора «Явления ассимиляции и контактно-метаморфизма на Подолли» в Изв. Уральск. Полит. Института, т. IV, 1925 г.

являются плагиоклазо-амфиболовые роговики, которые, как отмечалось, проще всего считать за скарповые образования. Такие же точно роговики, но крайней мере по составу, описаны П. В. Безбородько²⁸⁾ и В. И. Лучицким¹⁰⁴⁾ и другими авторами, а Е. С. Федоров¹⁰⁵⁾ уже неоднократно отмечает нахождение амфиболо-плагиоклазовых пород, иногда сланцеватых, в области 48 листа (напомню, что отсюда же описаны И. Морозевичем⁶¹⁾ амфиболовые граниты и такие же граниты и сенинты; об амфиболите, пильцеобразном гранитом, к Е от Кальмуса мною упоминалось уже выше, стр. 76). Относительно происхождения украинских амфиболитов некоторые авторы говорят за их мигровый характер, но или слишком бездоказательно (П. В. Безбородько²⁸⁾—стр. 81), или без достаточных к тому оснований (В. Е. Тарасенко⁹³⁾), а В. И. Лучицкий¹⁰⁶⁾ указывает, что в окрестностях Городка и Мниина амфиболо-салинто-полевошпатовые породы переходят ниже Мниина в известняки (козиевский известняк по В. Тарасенко⁶⁷⁾ также переходит в амфиболовую породу). Само собою разумеется, и сами известняки могут непосредственно гибридизировать изверженные породы, для чего вылавление их, т. е. ассимиляция, вовсе не обязательно¹⁰⁷⁾.

К петрологии Скандинавско-Русской Платформы. Подводя теперь итог всему вышесказанному, мы видим, что Воронежский Подземный Горст А. П. Карпинского представляет собою почти точную копию Украинской Кристаллической Полосы и по особенностям рельефа кристаллических пород, и по их стратиграфическим отношениям^{*)}, и по тектонике этих пород, и по петрографическим соотношениям последних. Все типы воронежских кристаллических пород находят себе полных аналогов среди пород украинских и находятся между собою в таких же точно отношениях. В Воронежской Глыбе не встречено пока пород габбрового типа, которые также и в Украине встречаются гораздо реже, чем кислые породы, и тем не менее, находясь иногда на крайних флангах (Волынь—Марнуполь) Украинской Кристаллической Полосы, «до мельчайших подробностей напоминают»⁸⁵⁾ друг друга. В свою очередь, начиная с К. М. Феофилактона¹⁰⁸⁾, нет недостатка в указаниях на «тождество», «поразительное сходство» и т. д. киевских ранакиви с финляндскими, и не только ранакиви, но и рана-

¹⁰⁴⁾ См. примечание 14, стр. 33, 119—123, 176—177, а также в статье, «К вопросу о происхождении гранитов Юга России». Проток. Варш. О-на Естеств. за 1910 г.

¹⁰⁵⁾ Микроскопическое исследование кристаллических пород из области 48 листа. Труды Геол. Ком., т. IX, № 1, стр. 223—240.

¹⁰⁶⁾ Предварительный отчет о геол. исследов. летом 1910 г. в области 31 л. л. Изв. Геол. Ком., т. XXX, 1911 г., стр. 42.

⁶⁷⁾ Стр. 57.

¹⁰⁷⁾ Ср. F. D. Adams, Journ. of Geol., XVII, 1909, стр. 16.

^{*)} Павловские граниты и сенинты, судя по структурным особенностям пород, представляют собою, так же, как и ранакиви (киевские, финляндские и уральские), скорее всего лакколитовые образования. Во всяком случае, и значительное изменение состава пород на небольшом протяжении вероятнее всего говорит за их лакколитовый характер.

⁸⁵⁾ Стр. 166.

¹⁰⁸⁾ О правильном срастании минералов группы полевых шпатов. Труды Сиб. О-ва Естеств., VII, 1876 г., стр. 48 и 50.

квивобразных гранитов²⁸ и красных гранитов⁶⁸) с соответственными породами Фенноскандии (ср. также сказанное на стр. 84).

Видимые границы Кристаллической Русской Платформы Э. Зюсса все время расширяются не только к западу, где по Р. Radziszewski¹⁰⁹) они отстоят западнее границы, дававшейся в 1914 г. В. Д. Ласкар'евым¹¹⁰), но и по направлению к северной оконечности этой платформы—к Фенноскандии. В 1924 г. Д. Н. Соболев¹¹¹) отметил о нахождении гранита в буровой скважине около Бобовин (в 18 в. к востоку от Несвижа), хотя автор, почему-то «без каких-либо оснований для такого скептицизма» сомневается в правильности указаний бурового журнала (абс. высота около 100 м.). В связи с этим, не мешает напомнить, что еще К. М. Феофилактов⁴⁸) указывал со слов путейца Вигмана, что «гранит» находится развитым к северу от Овруча почти до границы Минской губ., равно как и близ Клесова... Ровенской губ.»; в последнем месте П. Тутковским¹¹²) действительно был констатирован «впервые» амфиболо-диоритовый порфирит, так что и первое указание быть может подтвердится. Таким образом, мы видим, что постепенно все более и более подтверждающиеся соображения геологического характера о Русской Платформе, как о едином целом, находят полное соответствие и в петрологии этой платформы. Первоочередной важности и исключительного интереса задача регионально-петрологической обработки всех соответствующих сведений, касающихся этой платформы, мною только затронута в настоящей работе: для обработки такой темы необходимы и время и, главное, личное знакомство с гораздо большей частью этой платформы, чем крохотный, можно сказать, воронежский ее обломок *). Во всяком случае, мысль не может не остановиться перед грандиозным, площадью до трех миллионов квадратных километров, участком, в отдаленнейших частях которого, местами в малейших деталях, повторяются не только многочисленныи типы интрузивных горных пород, но и их возрастные и вещественные соотношения и условия залегания. Колоссальная по площади архейская основа этого участка можно сказать непереносима такими одинаковыми и идущими в одинаковой последовательности интрузиями, и, в свою очередь, сама состоит из одинаковых в различных частях

²⁸) Стр. 3.

⁶⁸) Стр. 137.

⁶⁸) Стр. 87.

¹⁰⁹) Opis mikroskopowo-petrograficzny skał krystalicznych Wołyńskich. Spraw. Polskiego Instytutu Geolog. t. III, Warszawa, 1925, p. 271.

¹¹⁰) Общая геологическая карта Европейск. России. Дист. 17. Тр. Геол. Ком., вып. 77, 1914, стр. 605.

¹¹¹) Гранитный выступ на Полесском Мосту? Изв. Укр. Отд. Геол. Ком., 1924, в. 4, стр. 39—42.

⁴⁸) «Груды Комис. Выс. утвержд. при имп. Университете св. Владимира», Киев, 1851 г. стр. 5.

¹¹²) Геологические исследования вдоль... Киево-Ковельской ж. д. Изв. Геол. Ком., т. XXI, 1902 г., стр. 420.

*) Во всяком случае, при исполнении настоящей работы необходимость монографической обработки всех до сих пор известных сведений по петрографии Украинской Полосы сделалась совершенно очевидной и мне и, надеюсь, читателю.

участка гнейсов и гнейсовидных пород различного происхождения и состава. Неудивительно поэтому, что эту архейскую основу представляли себе ранее за первоначальную кору затвердевания земли. Если против последнего положения говорит слишком сложный по составу и происхождению комплекс горных пород, ее слагающих, то в единности магматического очага, соответствующего по величине скандинавско-русской платформы и доставившего все докембрийские интрузии, вряд ли можно сомневаться. Только в таком случае станут понятными и одинаковость магматических пород платформы, и однообразная их повторяемость во времени, а в связи с непрерывностью этой платформы интрузиями, и необходимость явлений гибридизации и ассимиляции. Казалось бы именно здесь, на этой платформе, мы должны были бы наблюдать последнее явление в самом широком масштабе, чего, судя по описаниям, на самом деле не наблюдается. Слабая сторона гипотезы R. A. Daly, оставляя в стороне термического характера соображения, именно в том и заключается с петрологической точки зрения, что знаменитый американский петрограф должен был отнести свои колоссальные по размаху ассимиляции не к этой, докембрийской, а к более поздней эпохе. В свете этих же фактов мало понятна и теория батолитов, так как, казалось бы, именно здесь на лицо все надлежащие условия для их развития, чего на самом деле не наблюдается. Из всего вышесказанного, мне кажется, читателю станет понятным тот смысл, который я хотел придать словам о «первостепенной важности и исключительном интересе» регионально-петрографического изучения Скандинавско-Русской Платформы: здесь найдут свое разрешение многие вопросы петрологии.

Краткое сравнение воронежских пород с породами, находящимися вне Русской Платформы. В предыдущем произведении даны детальные сравнения воронежских пород только с украинскими и косвенно, через последние, с финляндскими. Но, как указано было, свинюхинские кварцевые диориты аналогичны карпатским «гранитам», имеющим уже поздне-карбонный возраст. Западных и восточных границ Русской Платформы мы не знаем. В. Д. Ласкарев¹¹³⁾ писал, что западную границу Русской Платформы «мы должны отодвинуть до... Золотой Линии (и даже несколько далее последней)... и быть может до границ Бельгии». Если бы это оказалось верным, то встал бы еще один в высшей степени интересный вопрос о постоянстве колоссального магматического очага и во времени, так как, кроме указанных карпатских биотитовых кварцевых диоритов, большое сходство с украинскими гранитами имеют, судя по исследованиям G. Berg⁹⁴⁾, граниты Исполнивых Гор, в которых иногда ортоклазовые вкрапленники окружаются, как и в типичном ранакиви, олигоклазовыми оболочками. Благодаря любезности горного инженера П. М. Татарникова, я мог ознакомиться с бердяушским

¹¹³⁾ Заметки по вопросу о тектонике Южно-Русской Кристаллической Полосы. Изв. Геол. Ком., 1905 г., т. XXIV, стр. 251 и 236.

⁹⁴⁾ Стр. 12.

ранаквиобразным гранитом, описанным И. П. Толмачевым ¹¹⁴), а затем А. С. Гинзбергом ¹¹⁵), и находящимся уже к востоку от известных границ Русской Плиты. К исследованиям А. С. Гинзберга мои наблюдения ничего не прибавляют за исключением того, что в каждом из трех изготовленных из бердяушского гранита шлифов обнаруживается небольшое количество флюорита. Ни микроклины, ни кварцы не обнаруживают характерных особенностей павловских выходов; плагиоклаз-олигоклаз ясно идиоморфнее, в противоположность павловскому, обоих первых минералов; присутствие заметного количества идиоморфного (0,06 мм. длиной призмы) циркона и ортита также отличает бердяушскую породу от павловских. А. С. Гинзберг отмечает гибридизацию первой породы в контакте с известняками и диабазами, но отказывается почему-то принимать сфен за контактовый минерал, хотя на такую его природу указывал ранее И. П. Толмачев, несмотря на то, что, по словам автора, сфен «не признается в литературе за контактовый минерал». По А. П. Заварицкому ¹¹⁶) «верхний предел времени интрузии» этого уральского гранита «неясен»: во всяком случае, как указывалось, он моложе среднего девона.

Из всего вышесказанного следует, что параллелизм воронежских пород с уральскими совершенно исключается, и что возможность встречи в Воронежском Кристаллической Глыбе рудных месторождений, имея в виду курские железорудные залежи, совершенно такова же по вероятности, как возможное нахождение железорудных месторождений в Украинской Кристаллической Полосе к северу от Криворожского района. Сами по себе воронежские породы, особенно павловские, представляют вполне удовлетворительный строительный материал, иногда довольно красивый.

Глава IV. Несколько замечаний теоретического характера.

Клинокластические полевые шпаты, являясь как одновременные образования, не могут находиться вместе, — так формулировал в 1874 г. А. П. Карпинский ¹¹⁷), в противовес утверждениям J. Both, «новый петрографический закон». Спустя лет 20 русские петрографы получили от Е. С. Федорова гениальный метод проверки этого закона. Из приведенных в I части таблиц видно, что состав плагиоклазов в породах остается в пределах точности наблюдений постоянным. Не останавливаясь подробно на этом вопросе, заслуживающем быть может отдельного рассмотрения, я тем не менее считал

¹¹⁴) Уральский ранаквин и его контакт с средне-девонским известняком. Записки СИБ. Минералог. О-ва, ч. XXXV, стр. 135 - 174.

¹¹⁵) Об Уральском ранаквиобразном граните. Изв. СИБ. Полит. Ин-та, 1911, т. XV, отд. техн., естествозн., стр. 187—225.

¹¹⁶) Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале. Изв. Геол. Ком., 1924 г., т. XIII, стр. 373.

¹¹⁷) Законы совместного нахождения полевых шпатов. Горный Журнал, 1874 г., т. III, стр. 49—51. См. также примечание 9.

необходимым выделить его, чтобы указать на положение А. П. Карпинского, как на действительный закон, не имеющий исключений по существу: во всяком случае, из точных измерений, произведенных мною в количестве, превышающем более девяти сотен шлифов различных изверженных пород Алтая¹³⁾, Кавказа¹⁶⁾, Персии, Тарбагатая и др. случайных, мне ни в одной из пород не пришлось наблюдать в шлифе исключений из этого закона. Если из всего этого количества наблюдений в каком-либо десятке изверженных пород и попадалась различные №№ плагноклазов, то всегда это различие обуславливалось неравнозначностью генетических условий, в которых образовались такие полевые шпаты (само собою разумеется, я исключаю возможность различия в составе плагноклазов в шлифе в случае их зональности, в порфириновых породах и в пертитовых вростках). Впрочем, едва ли можно было бы говорить об изверженных породах как о физико-химических системах, если бы вышеуказанный закон не имел силы.

Явления пелитизации и серпентинизации в павловских гранитовых порфиривых анитах, связанные одновременно с декальцификацией плагноклазов (стр. 25 и 50), как указывалось в своем месте, ни в коем случае не могут быть рассматриваемы за явления вторичного выветривания, а безусловно представляют собою процессы поствулканический. На каолинизацию, как на явление пневматолитическое, давно указывал Ф. П. Butler¹¹⁸⁾, а в последнее время на подобном же толковании явлений пелитизации и серпентинизации (в некоторых случаях) остановился Ф. Ю. Левинсон-Лессинг¹¹⁹⁾, называя эти явления автопневматолитизмом и протопневматолитизмом. В нашем случае к такого же рода явлениям надо отнести и альбитизацию плагноклазов. J. J. Sedgwick¹²⁰⁾ предлагает называть все такие минералы девтерическими, в отличие от настоящих вторичных минералов⁸⁴⁾.

Кислые альбитовые оболочки вокруг олигоклазов наблюдались, как указывалось в I части (стр. 8, 47 и 54, табл. V, рис. 23, 25 и табл. VI, рис. 27а и 30), только в стыках этих олигоклазов с микроклином и притом во всех случаях таких стыков (?— в нескольких специально проверенных на федоровском столике случаях, когда таких оболочек не было видно, они оказывались слишком тонкими, так так появлялись только при крутых наклонах столика). В зернах плагноклазов, соприкасающихся с другими (чем микроклин) минералами, таких альбитовых каемок никогда не наблюдалось. Это определенно указывает на то, что появление каемок (конечно в данном случае) не является нормальным процессом отвердевания изоморфных смесей, а представляет собою явле-

¹¹⁸⁾ Note on Schorlaceous Rocks from near St. Austeli. Miner. Magazine, v. VII, 1887, p. 79.

¹¹⁹⁾ Sur l'antocatalyse magmatique et les minéraux protopneumatolytiques des roches ignées. Bull. Soc. Franç. de Minér., 1922, pp. 41, 47. Вообще же постоянно на поствулканический характер явлений каолинизации, серпентинизации и пр. указывал, как известно, E. Weischenk (см., напр., его учебник, I часть). См. также у L. Finkh. — Zf. Deutsch. Geol. Ges., Monatsb., B. 72, 1920, pp. 91—95.

⁸⁴⁾ Стр. 142. «Девтерический», а не «дейтерический», аналогично «эпиктический», а не «эйтктический».

ние иного порядка. Если бы оно происходило еще в то время, когда микроклины находились в жидком состоянии, то нельзя было бы объяснить факт специальной приуроченности этого явления к стыкам обоих полевых шпатов: трудно представить такую локализацию при наличии жидкого, так сказать, микроклина. Мы приходим, стало быть, к заключению, что явление происходило уже по отвердении породы, — каемки, пользуясь термином J. J. Sederholm, девтеричны. На это же указывает и то, что, во-первых, каемки эти очень узки, достигая в исключительных случаях толщины 0,1 мм., но не больше, а в огромном большинстве представляя полосы от тысячных до 3—5 сотых долей миллиметра шириной, и что, во-вторых, ширина этих каемок находится — в случае пойкилитовых микроклинов — вне всякой связи с величиной олигоклазовых включений.

Мирмекиты, как показывают табл. VI, рис. 27а и 30 (стр. 47 и 54), представляют собою явление, аналогичное этим кислым каемкам, что наблюдал и Н. В. Безбородько⁶⁵⁾, причем в нашем случае, как видим, мирмекит и кислая оболочка налагаются друг на друга так, что сначала от края олигоклазового зерна внутрь его идет альбитовая каемка, а затем мирмекит. На табл. VI, рис. 27а в точке *d* видно, что мирмекит (штрихи) лежит как бы внутри кислой каемки, а у точек *c* и *b* частью прилегает к плагиноклазу, частью отделен от него кислой каемкой. Локализация мирмекита только у стыков полевых шпатов говорит за такое же их происхождение, как и альбитовых каемок, т. е. за образование их уже после отвердевания породы. Но имеется два отличия в проявлении тех и других: 1) мирмекиты образуются далеко не всегда в стыках олигоклаза и микроклина, часто совершенно отсутствуя, и 2) полоса, так сказать, мирмекита гораздо шире, чем у альбитовых оболочек, т. е. явление мирмекитизации, раз начавшись, распространяется на большее расстояние от стыка: на табл. VI, фиг. 30 видно, что от стыка олигоклаза с микроклином идет сначала справа налево кислая оболочка, а затем уже мирмекит, причем часть червевидных вростков начинается в кислой кайме; кроме того, иногда за кислой оболочкой по направлению внутрь олигоклаза наблюдается если и не мирмекит *sensu stricto*, то один-два червевидных вросточка кварца. Все это говорит за большую интенсивность девтеричного процесса при явлениях мирмекитизации, чем при образовании кислых каемок. Последний процесс представляет собою вернее всего результат диффузии в твердом состоянии между веществами полевых шпатов, диффузии, определенно доказанной опытами E. Dittler и A. Köhler⁷¹⁾, мирмекитизация же вероятнее всего связана с проникновением флюидов, проходящих в стыках полевых шпатов, что отмечает и J. J. Sederholm⁸⁴⁾, хотя необходимо отметить, что мирмекиты наблюдались мною и около включений плагиноклаза в микроклинах (плагиноклаз табл. VI, рис. 27а представляет одно

⁶⁵⁾ Стр. 99—100.

⁸⁴⁾ Стр. 136.

из таких включений). Если предполагать вместе с последним автором, что мирмекит образуется за счет микроклина, и первичная граница двух полевых шпатов передвигается в сторону последнего, — то большая интенсивность мирмекитизации станет действительно понятной, но и при таком объяснении соотношения, изображенные на табл. VI, рис. 27а, правда исключительно редкие, а также изредка наблюдаемые явления прямых⁸⁷⁾, а не выпуклых, стыков мирмекитов с микроклинами, все же останутся плохо понятными.

О порядке выделения минералов в изверженных породах мною нигде не было упомянуто, так как я остаюсь, как и в первой своей работе¹³⁾, в том убеждении, что, на основании признаков только одного относительного идиоморфизма порядка выделения в гипидноморфнозернистых породах мы установить строго научно не можем. Оставляя подробное рассмотрение этого кардинального вопроса петрографии до более удобного случая, я укажу только: 1) что иногда более идиоморфные минералы несомненно выделяются позже гипидноморфных по отношению к ним компонентов, 2) что иногда, как остроумно доказал С. Н. Фернер¹²⁰⁾, оцитовая структура получается вследствие одновременной кристаллизации ипроксена и плагиоклаза, 3) что нередко встречаются в одном и том же шлифе гранитов одновременно резкий идиоморфизм биотита к плагиоклазу и наоборот, 4) что последовательное проведение, так сказать, принципа относительного идиоморфизма приводит к необходимости предположения двух генераций руд и апатита в нормальных гипидноморфнозернистых породах⁷⁴⁾, и т. д., и т. д. Установление порядка выделения минералов слишком ответственная вещь, чтобы обосновывать его признаками относительного идиоморфизма этих минералов, ибо как только такое установление перестанет быть индивидуальным и примет бесспорный характер — а намеки на возможность этого мы уже имеем, — почти все неясности в генезисе такой породы, как гранит, исчезнут: мы сможем в таком случае определенно говорить о вторичности или гораздо более позднем образовании тех компонентов, которые, весьма вероятно, очень часто рассматриваются нами за первичные образования, а также расчленим то, что мы принимаем за единую физико-химическую систему, на ряд последовательных систем, в каждой из которых отдельные фазы рассматриваются нами в настоящее время за равнозначные генетические образования. Что касается морфологического значения структурных особенностей пород, то в этом, конечно, сомневаться не приходится: выше, только исходя из особенностей структуры, гнейсовидная свинюхинская порода была названа кварцевым диоритом, и одним из доказательств гибридного происхождения павловских сиенито-гранитов и сиенитов служили также структурные особенности этих пород.

Явления дифференциации в одновременных павловских интруз-

⁸⁷⁾ Ср. стр. 27.

¹²⁰⁾ Crystalization of a Basaltic Magma... etc. Amer. Journ. Sci., v. XXIX, 1910, d. 217.

зиях выразились только в появлении пегматитов, аплитов и согласных биотитовых шпиров, остальные различия обусловлены явлениями гибридации материнского басовского гранита. Гибридизм в широком смысле слова является наиболее понятной причиной разнообразия магматических горных пород, встречающей менее всего затруднений для объяснения такого разнообразия при более узком понимании этого явления и предъявляющей большие требования в связи с явлениями ассимиляции *). Геологическими признаками гибридации являются 1) наличие в породе гибридирующих агентов, 2) зависимость состава пород от количества последних и 3) сильные и многократные изменения пород на выходе; петрографическими — 4) необычность минералогического состава (присутствие контактовых минералов — андалузита, корднерита, большого количества граната, титанита и проч.), 5) ненормальные минералогические ассоциации (оливин и непосредственно в стыке с ним кварц, кварц и основные плагиоклазы ¹²¹) и пр.), 6) постоянство состава плагиоклазов вне зависимости от количества кварца и окрашенных минералов в разновидностях пород выхода; структура пород также указывает на гибридацию в случае, если 7) обычно идоморфные минералы (биотит, амфибол, нироксен в гранитах и спенитах) имеют совершенно неправильные очертания (этого может и не быть по причине дальнейшего роста ксеноминералов или их пидморфизма в гибридирующей породе); если 8) наблюдаются частые и необычные пойкилитовые, особенно сетовидные, прорастания (также подозрительно в этом отношении присутствие неправильных антипертитовых вросток в плагиоклазах); если 9) некоторые минералы в стыках с другими теряют свои особенности (пертиты вследствие соприкосновения с ксеноминералами становятся однородными по причине быстрого охлаждения) или приобретают новые (в случае явлений растворения и более быстрого понижения температуры в ассимиляционных участках могут задержаться флюиды, которые в иных условиях осаждаются только у контактов или в контактируемых породах — например, скопления апатита, магнетита, пльменита, гематита и пр. в таких участках). Наконец, и химические особенности, иногда только одни они, могут указывать на гибридный характер породы, как, например, 10) возможность пинтра- или экстраполирования валовых химических составов наблюдающихся пород, или 11) вообще ненормальный валовой химический их состав (см. также сказанное на стр. 81). С валовым химическим

*) Когда мы говорим об ассимиляции, мы тем самым предполагаем уподобление, т. е. растворение, а вместе с последним, следовательно, и наличие достаточного количества излишков тепла в ассимилирующей породе. Эта необходимость в предположении излишков тепла совершенно не имеет места, или во всяком случае такие излишки могут быть совершенно незначительными, при вышеприведенном объяснении гибридации павловских спенито-гранитов и спенитов.

¹²¹) Ср. Duparc et A. Barloz. «Sur la présence du quartz libre dans certaines roches à plagioclases basiques». Schweiz. Miner. Mitt., B. IV, 1924, p. 24. Ср. также P. Radsiszewski, примеч. 109, — в гнейсах. В гнейсовых же породах Украины мною были встречены одновременно большое сравнительно количество кварца и основной лабрадор (случайно просмотренные шпифы коллекции А. К. Алексеева на 32 листа).

составом надо быть, впрочем, осторожным в том отношении, что и нормальный такой состав может оказаться у гибридной в действительности породы, как это по Ch. P. Starr и случилось с первым установленным эссексцитом из Сейлем Нек в Массачузетсе ¹²²⁾ (ср. также кольские умитекиты).

Мне представилось необходимым остановиться вновь и выделить гибридизацию для того, чтобы повторить о широком, повидимому, распространении этого явления в Украинской Кристаллической Полосе. Если настоящая работа послужит стимулом к подходу с этой точки зрения к кристаллическим породам Украины, то я считал бы удовлетворенным себя за потраченные труды. Сверх того дифференциация, понимаемая как гибридизация, имеет и вообще довольно широкое распространение, как это будет видно из подготавливаемых мною работ по Тарбагатаю и небольшому куполу из пятигорских лакколитов. Но одной гибридизацией, даже в широком смысле, разнообразия пород объяснить нельзя. Об одной гипотезе дифференциации магм я говорил уже в своей статье о происхождении апортозитов ¹²³⁾, другая, абсально-ассимиляционная, по которой все породы послепархейские, за исключением габбрового клана, являются дифференциатами базальтовых, так сказать, гибридов, была мельком затронута на стр. 90.

Третья, ликвидационная дифференциация Дюронае, благодаря стойчивым и повторным утверждениям J. H. L. Vogt о сменяемости жидких силикатов, многими считается, повидимому, заслуживающей быть сданной в архив. Не останавливаясь опять-таки подробно на возможности ликвидационной дифференциации, кстати сказать бесспорно наиболее понятной, если бы она была непосредственно доказана для силикатовых сплавов, я укажу только на соображения в этом направлении, заключающиеся в замечательном во многих отношениях труде R. A. Daly ¹²⁴⁾, а также на неизвестный, повидимому, петрографам факт—по крайней мере о нем не упомянуто даже в «Grundlagen phys.-chem. Petrographie» H. E. Voeke и Eitel—повторной ликвидации даже в сравнительно простых тройных и четверных системах. В. R. de-Bruijn в 1900 г. впервые показал ¹²⁴⁾, что в системе вода—спирт—сульфат аммония вместе с непрерывным повышением температуры имеющееся расслоение может исчезнуть, чтобы затем снова появиться при дальнейшем повышении температуры, и т. д. F. A. H. Schreinemakers ¹²⁵⁾ также показал, что иногда расслоение в четверной системе с двумя жидкостями появляется в таких условиях, когда ликвидация является «совершенно

¹²²⁾ Geology of the Igneous Rocks of Essex County, Massachusetts. Bull. 704 Un. St. Geol. Surv., 1921, pp. 124—125.

¹²³⁾ Геологический Вестник, т. VI, Петроград, 1922 г.

¹³⁾ Стр. 225—227.

¹²⁴⁾ Beitrag zur Kenntnis Gleichgewichte mit zwei flüssigen Phasen in Systemen von einem Alkalisalz, Wasser und Alkohol. Zeitschrift für physik. Chemie, B. XXXII, 1900, p. 74 u. 114, 4, a, 1.

¹²⁵⁾ «Gleichgewichte in quaternären Systemen», Id., B. LIX, 1907, p. 653.

неожиданной». Стоит ли говорить, что еще большие неожиданности могут появиться при экспериментальном исследовании шаг за шагом большой температурной области силикатовых расплавов, представляемых горными породами¹²⁶⁾, и не только, как указывал R. A. Daly¹⁵⁾, в узких границах температуры, близкой к кристаллизации этих сплавов, но, что еще важнее, при непрерывном повышении температуры, когда ликвация должна будет происходить во все более и более жидкостной массе. Во всяком случае, упомянутые только что исследования голландских химиков показывают определенно, что утверждения J. H. L. Vogt, если и нельзя сказать—неверны, то, можно утверждать, совершенно недостаточно обоснованы. Добавлю еще, что недавно вышла статья T. L. Tanton¹²⁷⁾, в которой автор приводит пример ликвации в естественной лаве¹²⁸⁾. Из всего только что сказанного следует, насколько необходимы и животрепещущи экспериментальные исследования в этом направлении, значение которых, при всей понятной трудности этих исследований (вязкость, необходимость центрифугирования в области высоких температур и пр.), едва ли можно переоценить^{*)}.

¹²⁶⁾ См. «Известия Ин-та Физ.-Хим. Анализа», т. III, 1926 г., стр. 83.

¹⁵⁾ Стр. 226.

¹²⁷⁾ «Evidence of liquid immiscibility in a silicate magma, Agate Point, Ontario». Journ. Geol., v. XXXIII, 1925, pp. 629—641.

¹²⁸⁾ Уже после сдачи настоящей работы в редакционную коллегию Геологического Комитета появилась (Journ. Geol., v. XXXIV, 1926, p. 71) заметка N. L. Bowen'a, оспаривающего наличие ликвации в породе из Онтарио. Приять сторону того или иного автора для данного случая, оставаясь беспристрастным, невозможно без личного знакомства с объектом наблюдения. Что касается первой, теоретической, половины заметки, где утверждается о необходимости частоты наблюдения такой ликвации, если бы последняя действительно имела место, частоты, в действительности не наблюдаемой в природе,—то с теоретической же точки зрения можно пока ограничиться возражением, что ликвация даже в вязких жидкостях проходит весьма медленно, а, следовательно, появление ее, особенно в лавах, зависит и от быстроты охлаждения; если последнее идет быстрее, чем ликвация, то разделение жидкостей или совсем не сможет иметь место, или проявится только в помутнении. Иначе говоря, наличие ликвации с теоретической точки зрения как раз может быть констатировано весьма редко (подробнее об этом в другом месте В. Л.).

^{*)} Только что получена (февраль 1927 г.) в Ленинграде статья I. W. Greig «Immiscibility in silicate melts» (Amer. Journ. Sci., XIII, 1927, pp. 1—44), представляющая часть работы автора, при которой впервые получена экспериментально ликвация в силикатных сплавах и именно при высоких температурах (выше 1710°). Предположения, высказанные мною, таким образом, вполне оправдались, и в такой мере, что, если бы они не были обоснованы теоретически предпосылками еще в начале 1923 г., когда была сдана в редакцию вся работа, указанная в примечании 126,—можно было бы подумать, что последний абзац настоящей работы написан только после получения работы I. W. Greig'a (см. также ссылку в примечании 126).

Contributions to the petrology of the Voronezh Crystalline Block of the Russian Plateau.

By W. N. Lodochnikow.

S U M M A R Y.

There are five outcrops of crystalline rocks so far known in the government of Voronezh. These separate outcrops, covering areas from 750 to 4,000 sq. meters and above, are shown on the adduced sketch (plate II, fig. IV, №№ 1—5). The absolute altitude-readings taken on these outcrops are tabulated on page 61 of the Russian text (see last column of the just mentioned table). The same table contains data characterizing the six drill holes in which rocks designated in the corresponding drilling logs as «granite» have been met with. A comparison of the data comprised in the last column of the table reveals the level-differences of the upper surface of the granites (from 2 to 80,8 meters) constituting Karpinsky's underground horst of Voronezh and leads to a conclusion as to the identity of its relief with that of the Ukrainian Crystalline Zone.

The table adduced on page 62 of the Russian text exhibits the tectonical elements observed in the five above mentioned outcrops and arranged (after completion of field-work) according to H. Clooth's system. Column 1 shows the direction of the elongation of the outcrops, columns 2, 3, 4 — that of the diagonal fissures, column 5 — that of the foliation— F' and of similar structural elements, and, finally, column 6 — that of the aplite (schlierenaplite) and pegmatite dykes. The table shows that in the outcrops of Pavlovsk (№№ 1—4, table II, fig. IV) the tectonical elements S and F' (whose direction is similar to that of the folding of the stratified sedimentary rocks) have a NE trend of about 225° , whilst in that of Sviniookhi (5) they have a NW trend of 325° , forming a nearly right angle with the latter. As in the last of these outcrops both elements attain their utmost expression, as compared with those of the first ones, being, moreover, confined to distinctly more finegrained rocks, it may be supposed that the NW folding near the village Sviniookhi and the rocks subjected to that folding are more ancient than the rocks of the Pavlovsk outcrops and their folding. Similar facts are exhibited in the Ukrainian Crystalline Zone, where a folding in a NW direction is equally confined to the Palaeozoic rocks. The named circumstance, as well as the fact, that there are no means of correlating

the structural characters and the cataclastic phenomena observed in the Voronezh crystalline rocks with the tectonics of the Devonian developed in the government of Voronezh, induce a suggestion as to the Pre-Cambrian age of these crystalline rocks. As regards immediate contacts between igneous and sedimentary rocks, but secondary ones have been observed in that region and only such with rocks of Postpliocene and Turonian age, the rocks of Voronezh thus presenting characters similar in that respect to those of the Ukraine.

The perfect identity in the tectonical characters of the four outcrops near Pavlovsk, obvious from the data on their tectonical elements presented by the same table (page 62), denotes that the rocks exposed in these outcrops form parts of a single and simultaneously intruded magmatic mass, the fact being equally confirmed by petrological studies. The table on page 80 affords data on the crystalline rocks of the government of Voronezh. The chief rocks exposed in the outcrops 1—5 of map IV are designated by corresponding numerals; the lines I exhibit the chemical composition, the lines II—the calculated quantitative-mineralogical constitution of these rocks, and the lines III—the same as the preceding as estimated under the microscope. The most common and widely distributed variety of the first two outcrops (1a and 2a) is represented by two perfectly identical flesh coloured rapakivi-like biotite-hornblende syenite-granites; the main bulk (3a) of the third outcrop is represented by rapakivi-like amphibole-omphacite syenite, containing quartz, to which a similar rock (2b) of the second outcrop proves to be fully identical. It ensues that the first three outcrops present parts of a single magmatic mass, the fact being confirmed by the perfect minutely strict identity in the characters of the essential, deuteric and secondary minerals constituting these rocks. Yet, the last-mentioned identity may be further traced in the main rock (4a) constituting the fourth outcrop—a rapakivi-like biotite-granite of a light salmon tint, being, as seen from column III, page 51, almost fully identical in composition to R. A. Daily's Pre-Cambrian (column I) and to I. I. Sederholm's Postbotniau (column II) granites. The varieties containing the most restricted amount of coloured minerals exposed in the first three outcrops are also most nearly corresponding in their composition to that of the fourth outcrop, possessing the same light salmon tint. The differences in the composition of the rocks exposed in the first four outcrops may be explained by a hybridization of the rocks in the first three by hornfelses, presenting accidental xenoliths and occurring as such but in the rocks of the first three outcrops. The composition of one of these hornfelses is represented by the rock 3 f I, II, III of the table on page 80—an andesine-amphibole hornfels. From a series of suppositions, it is that of the skaru origin of these hornfelses that is the best agreeing with the data obtained from their study. Finally, the biotite-oligoclase grey, gneisslike quartz diorite of the outcrop of Sviniookhii (№ 5, table II, fig. IV) presents a rock,

entirely different from those of Pavlovsk and possessing nearly perfect analogues among the Ukrainian (see line I of the table on page 56) and the Karpathian rocks (see lines II, III and IV of the same table).

All the varieties of crystalline rocks exposed in the gov. of Voronezh have fully identical analogues among the Ukrainian crystalline rocks and show identical interrelations in both regions; the Ukrainian rocks, as stated by the authors by whom they have been described, reminding at places, in their minutest details, those of Fenno-Skandia, it may be deduced, that the Russian Platform (in the interpretation of E. Suess) possesses, from a petrological, as well as from a geological standpoint, the character of an integral unit, a small portion of which is represented by the Crystalline Block of Voronezh.

In the immense area comprising over 3 millions sq. klm., even in the remotest parts of the latter, the same rocks are repeatedly occurring the fact naturally suggesting the idea of a single magmatic hearth of colossal dimensions, from which these rocks have taken their origin. A petrological study of the Skano-Russian Platform planned after the regional principle comprises the solution of a number of petrological problems and the batholite theory, as well as that of the large-scale abyssal assimilation are badly agreeing even with the so far recognized data on the extension and attitude of the magmatic rocks constituting that immense province.

In the fourth chapter of the second part of the present work, containing some remarks of theoretical character, attention is drawn, among others, on a fact, that has been apparently entirely overlooked by petrologists, as far as may be judged from the work of H. E. Boeke—W. Eitel «Grundlagen der physikalisch-chemischen Petrographie». Namely, in 1900 it has been first shown by B. R. de Bruin, that the liquation taking place in a system of water—alcohol—ammonium-sulphate may disappear in result of a rise of the temperature of the system, in order to reappear after further heating. It has been also proved by F. A. H. Schreinemakers that liquation in a fourcomponent system with two liquids may sometimes appear in such conditions, when it is «fully unexpected» (see remarks 124 and 125, page 96).

The immediate conclusion is, that in order to prove the miscibility of liquid silicates (of fused rocks) in all conditions, there must be undertaken a pedantic study of a temperature region of very large diapason, corresponding to the liquid condition of these rocks, whereby the study must not be confined to temperatures approximating that of the crystallization of these liquids, it must be extended far beyond the latter.

The immense value of such experimental investigations for the elucidation of the processes of differentiation of magmas wholly justifies the labour and the expenses required for their fulfillment (see also foot-notes on page 97).

О Г Л А В Л Е Н И Е.

	Стр.
Предисловие	1
Часть I. Фактические данные.	
Глава I. Выход у Русской Буйловки	3
Литературные сведения 3. Местонахождение и геологическая обстановка 3. Строение выхода гранитной массы 4. Породы выхода и их взаимоотношения 5. Петрографическое описание пород выхода 7.	
Глава II. Нижний выход у Новокаменки	18
Литературные сведения 18. Местонахождение и геологическая обстановка 18. Строение выхода гранитной массы 19. Породы выхода и их взаимоотношения 20. Петрографическое описание пород выхода 21.	
Глава III. Верхний выход у Новокаменки	28
Литературные сведения 28. Местонахождение и геологическая обстановка 28. Строение выхода изверженной массы 30. Породы выхода и их взаимоотношения 31. Петрографическое описание пород выхода 33.	
Глава IV. Выход у сел. Басовки	43
Литературные сведения 43. Местонахождение и геологическая обстановка 44. Строение выхода гранитной массы 44. Породы выхода и их взаимоотношения 45. Петрографическое описание пород выхода 46.	
Глава V. Остальные выходы гранитов в Воронежской губернии	53
„Выходы“ между Острогожском и Бирючем 53. Выход у сел. Свинюхи (Жомаровки) 54.	
Часть II. Выводы и обобщения.	
Глава I. Месторождения кристаллических пород в Воронежской губернии, их поверхность и контакты	59
Глава II. Строение Воронежских интрузий и их возраст	63
Глава III. Петрология кристаллических пород Воронежской губ. и сравнение их с Украинскими	68
Свойства и особенности минеральных компонентов 68. Главнейшие разновидности пород и их взаимоотношения 79. Тождество всех разновидностей Воронежских пород с породами, встречающимися на Украине 84. К Петрологии Скаandinavско-Русской Платформы 88. Краткое сравнение Воронежских пород с породами, находящимися вне Русской Платформы 90.	
Глава IV. Несколько замечаний теоретического характера	91
Новый Петрографический закон 91. Явления пелитизации и серицитизации 92. Кислые альбитовые оболочки вокруг олигоклазов 92. Мпрмекиты 93. О порядке выделения минералов 94. Явления дифференциации 94.	
Summary	98
Объяснения к таблицам	101

ОБЪЯСНЕНИЕ ТАБЛИЦ

Таблица I.

Рис. I. Карточка окрестностей г. Павловска. 1. Выход сенинго-гранитов у Русской Буйловки. 2. Нижний выход сенинито-гранитов у Новокаменки. 3. Верхний выход сенинито-гранитов у Новокаменки. 4. Басовский выход гранита к северу от Басовки.

Рис. II. Характер выхода сенинито-гранита 1 у Русской Буйловки. Белое поле — сенинго-гранит с расположением №№ взятых образцов. Точки растительная земля, дрессва и щебень; лунки — лес. Длина выхода 90 м.

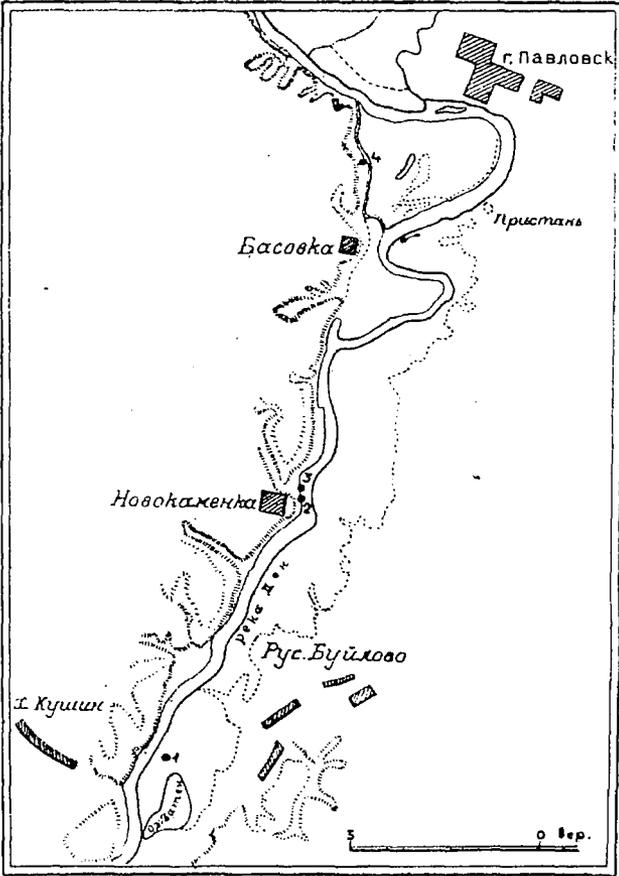


Рис. I.

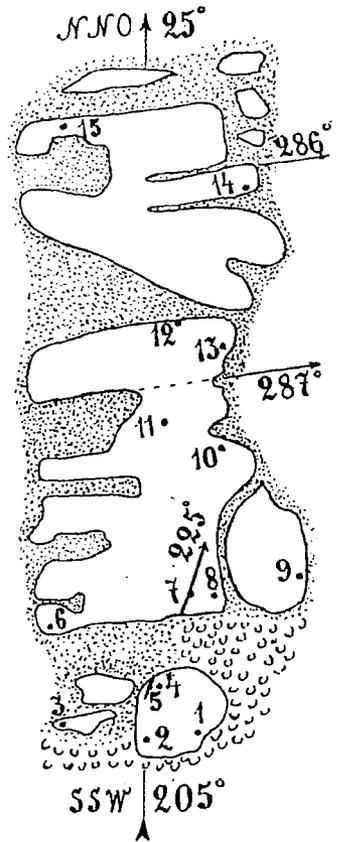


Рис. II.

Таблица II.

Рис. III. Роговиковые включения в изверженной массе (размеры в миллиметрах) верхнего Новокаменского выхода.

Рис. IV. Табличка части Воронежской губ. с указанием пунктов, где имеются выходы изверженных пород: 1. Буйлово, 2—3. Новокаменка, 4. Басовка, 5. Свиноха, а также мест, где граниты были встречены скважинами: Богучар. Осетровка. Павловск. Лиски, Коротояк и Давыдовка.

Рис. V. Соотношения между серым и розовым аплитом.

Рис. VI. Две параллельные жилы шпировых аплитов, совпадающие в направлении с продольной трещиноватостью S и пересеченные системой диагональных трещин простирания $286^\circ \pm 4^\circ$. Перпендикуляр к направлению (232°) жил делит почти точно пополам угол между диагональными трещинами $286^\circ \pm 4^\circ$ и $0^\circ - 350^\circ$ и дает направление давления.

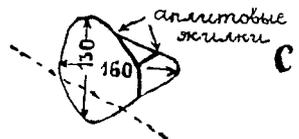
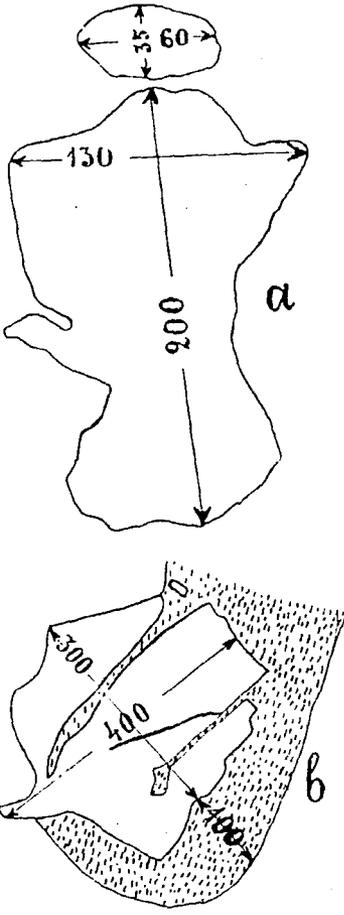


Рис. III.

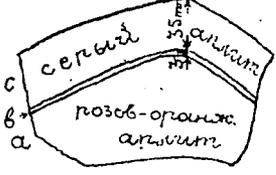
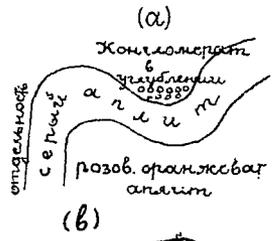


Рис. V.

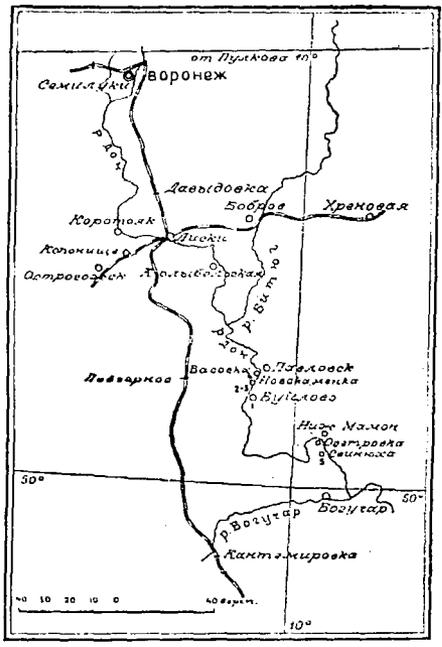


Рис. IV.

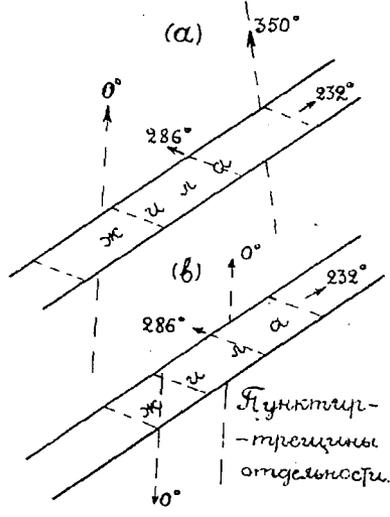


Рис. VI.

Таблица III.

Рис. 1. Очертание и характер соприкосновения кварца (Q), амфибола (A) и олингоклаза (Pl).

Рис. 2. Характер соприкосновения амфибола и плагиоклаза.

Рис. 3. Наиболее правильное зерно амфибола с включениями Pl и биотитом (Bi)—действительная длина 1 мм.

Рис. 4. Зерно амфибола (длина 1 мм.) с включениями Pl , Bi и микроклина (Mi).

Рис. 5. Два зерна (A_1 и A_2) амфибола (длина 1,1 мм.), окруженные кварцем и плагиоклазом. Ap —апатит, Mg —рудный минерал, A —мелкие зерна амфибола.

Рис. 6. Ангедральный амфибол среди зерен плагиоклаза (длина 2,1 мм.).

Рис. 7—9. Соотношения между рудным и бесцветными минералами (увеличение около 50 раз).

Шлиф 1.

Шлиф 2.

Шлиф 1.

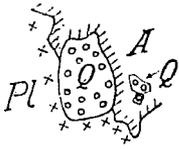


Рис. 1.

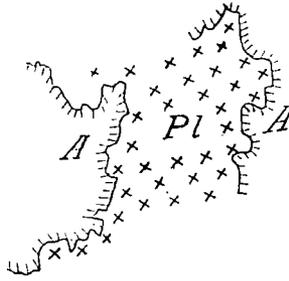


Рис. 2.



Рис. 3.

Шлиф 3.

Шлиф 4.

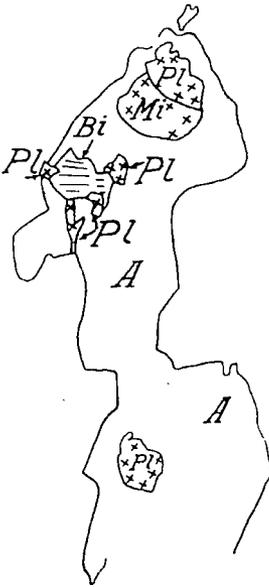


Рис. 4.

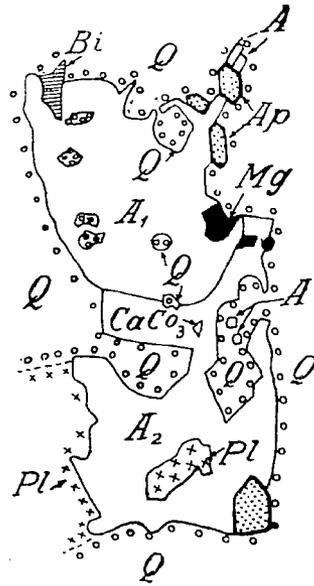


Рис. 5.

Шлиф 6.

Шлиф 9к.

Шлиф 10.



Рис. 6.

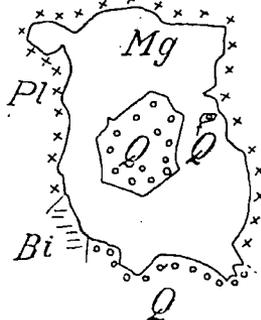


Рис. 8.



Рис. 9.

Шлиф 1.



Рис. 7.

Таблица IV.

Рис. 10. Два зерна P_1 и P_2 пироксена (длина 1,5 мм.) и соотношения его с Q — кварцем, Pl — плагиоклазом, A — амфиболом, Mi — магнетитом и ap — апатитом.

Рис. 11. Разломанное зерно (1,2 мм.) пироксена — ориентировка P и P одинаковая.

Рис. 12. Пироксен и другие минералы, A — расплывчатая и совершенно неправильная граница с амфиболом.

Рис. 13—14. Амфибол A (0,4 и 1,2 мм.) среди Q и полевых шпатов.

Рис. 15. Взаимоотношения Mi (микролина) и Pl (плагиоклаза).

Рис. 16. Пироксен P и амфибол A .

Шлиф 16.

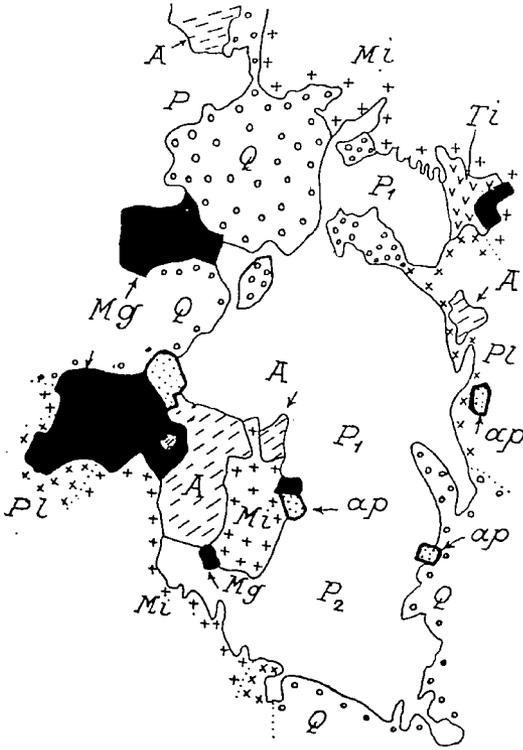


Рис. 10.

Шлиф 16.



Рис. 11.

Шлиф 16.

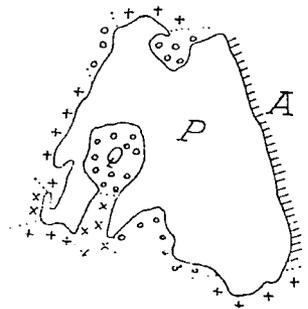


Рис. 12.

Шлиф 17.



Рис. 13.

Шлиф 17.



Рис. 14.

Шлиф 22.



Рис. 15.

Шлиф 22'.

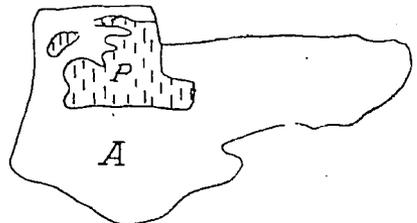


Рис. 16.

Таблица V.

Рис. 17, 18 и 20. Замещение пироксена P амфиболом A .

Рис. 19. Наиболее правильное зерно P .

Рис. 21. Пироксен, амфибол и титаномагнетит Mg , окруженный тонкой оболочкой (белая полоска) титанита и соприкасающийся с плагиоклазом и микроклином (длина общая 1 мм.).

Рис. 22. Форма включений ильменита и гематита в микроклинах: a — наиболее, g — наименее частая, d , разведенная (?) форма d (дл. d : 0,15 мм.); длина e — 0,28 мм.; h — белая часть оранжево-красный гематит; черная — темнобурый ильменит (из шлифа № 9).

Рис. 23. Кислая (Pl_1) отсрочка Pl только в стыке с Mi .

Рис. 24. Включение (Q) кварца в плагиоклазе с оторочкой микроклина.

Рис. 25. Характер стыков Q , Pl и Mi в сиенито-граните.

Шлиф 29.

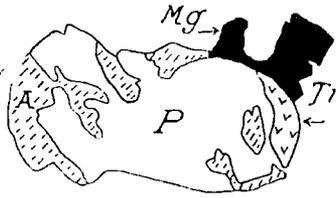


Рис. 17.

Шлиф 29.

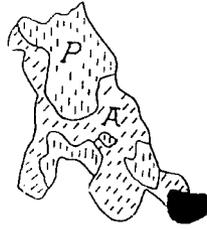


Рис. 18.

Шлиф 29.

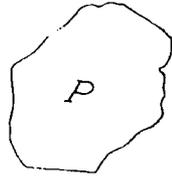


Рис. 19.

Шлиф 32.



Рис. 20.

Шлиф 2.

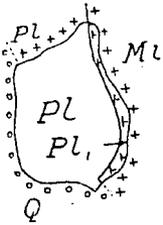


Рис. 23.

Шлиф 36.



Рис. 21.

Шлиф 6.

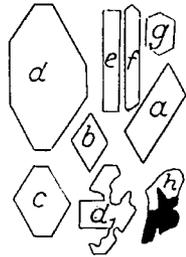


Рис. 22.

Шлиф 44.

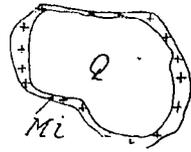


Рис. 24.

Шлиф 6.

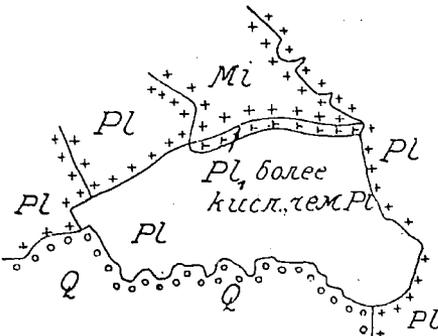


Рис. 25.

Шлиф 42.



Рис. 25а.

Таблица VI.

Рис. 26. Длина зерна плагиоклаза около 8 мм.; микроклин, примыкающий справа, имеет одинаковую ориентировку с включенными в *P1* зернами.

Рис. 27. Пунктиром обведен неправильный участок (один из многих в данном зерне) плагиоклаза с иной ориентировкой; черные пятна пирит; между ними много серицита. В обоих зернах рис. 26 и 27 наблюдаются тончайшие палочки мпкроклина, расположенные по спайности (010) плагиоклаза (см. преувеличенную схему внизу рис. 27).

Шлиф 22.

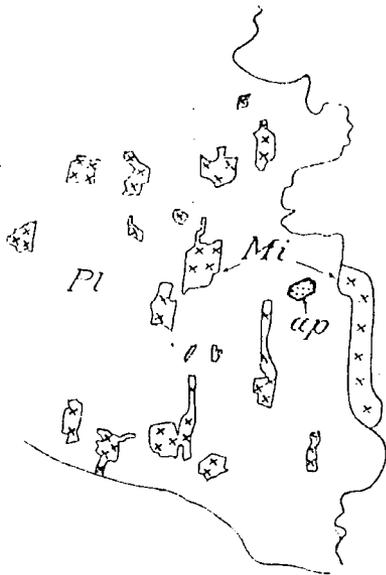


Рис. 26.

Шлиф 22.

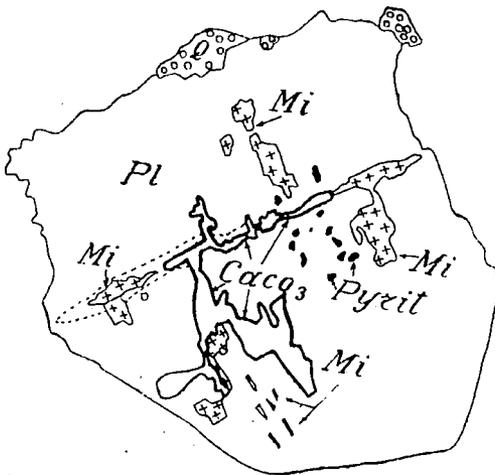


Рис. 27.

Шлиф 42.

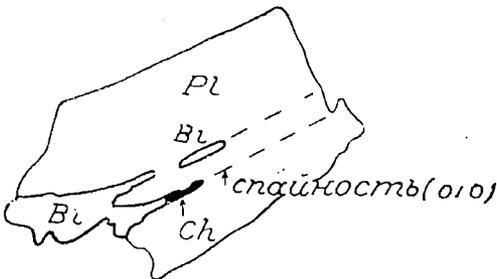


Рис. 29.

Шлиф 42.



Рис. 26а.

Шлиф 42.

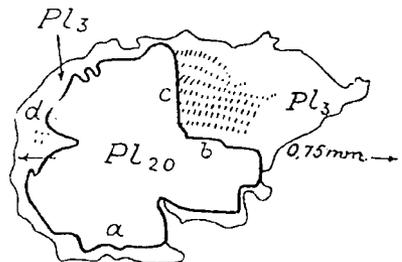


Рис. 27а.

Шлиф 42.

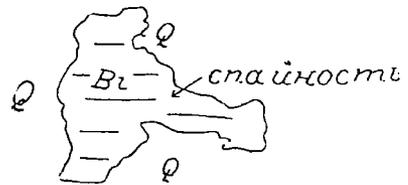


Рис. 28.

Шлиф. 51.

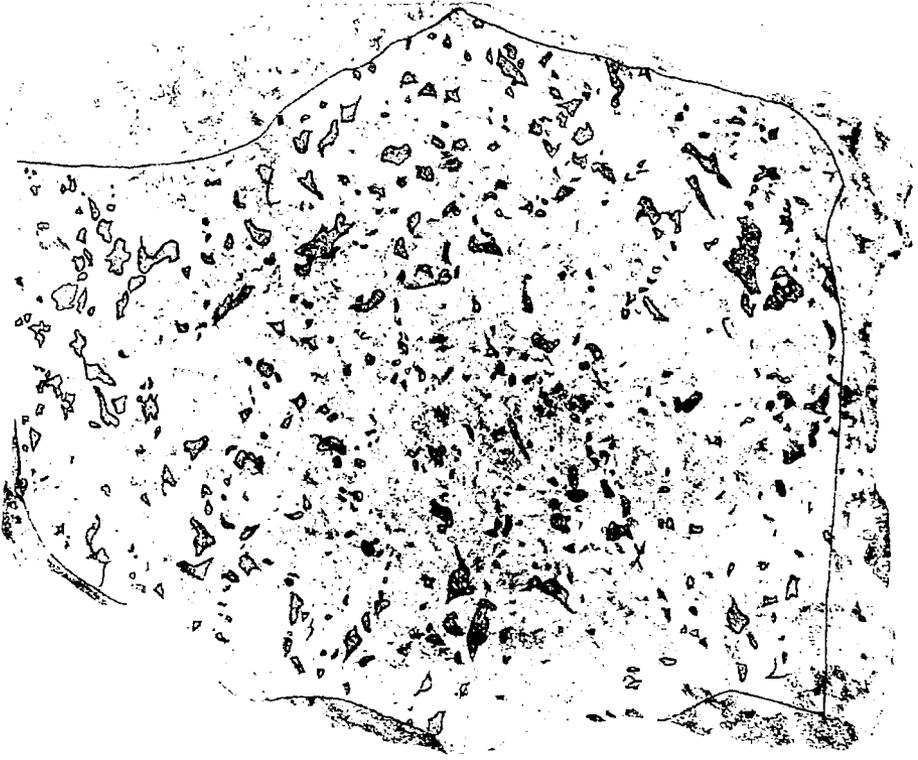


Рис. 30.

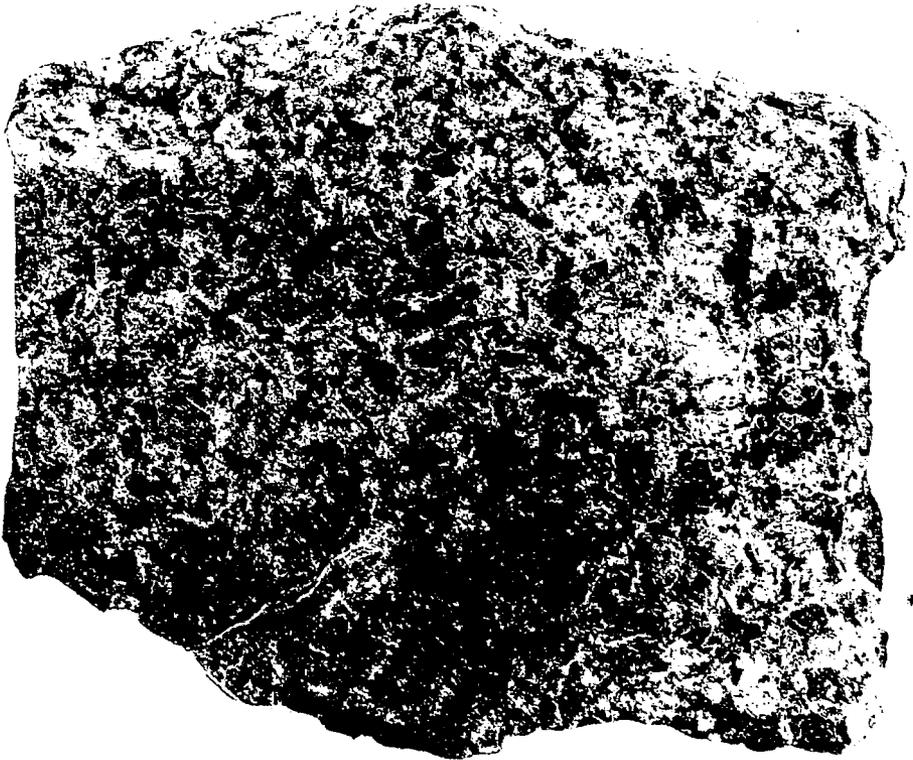
Таблица VII.

Фот. 1. Анализированный штупф Буйловского сиенито-гранита № 10. Тушью обведены неправильные зерна темных минералов, преимущественно амфибола. Натуральная величина.

Фот. 2. Тот же штупф.



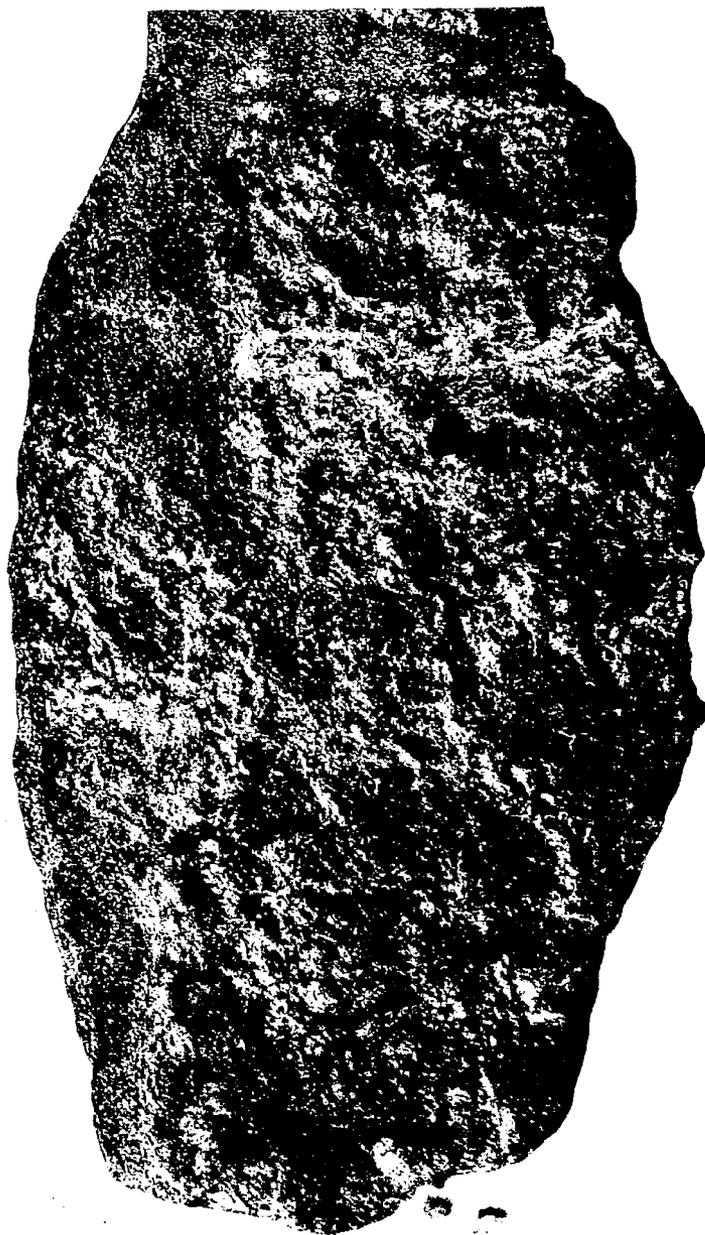
Фот. 1.



Фот. 2.

Таблица VIII.

Фот. 3. Штуф в натуральную величину роговикового включения в сненито-граните. Тушью отделен для ясности роговик сверху, и показана полоса роговика, идущая справа налево вниз и случайно оставшаяся между инъецирующим сненито-гранитом (задняя часть штуфа вся состоит из роговика, пересеченного жилочками гранита). Буйловский выход.

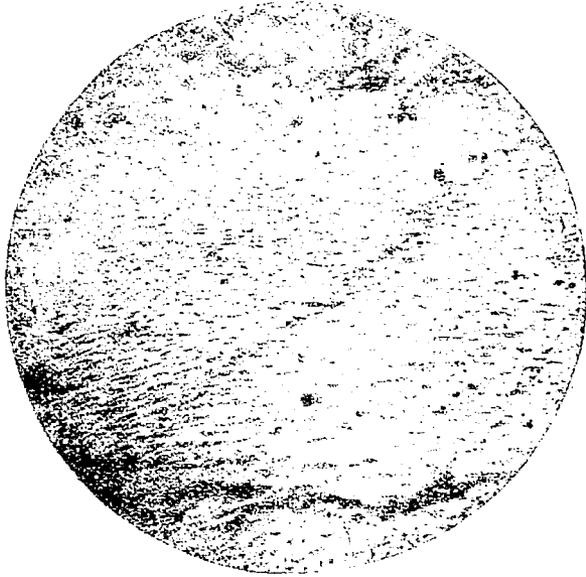


Фот. 3.

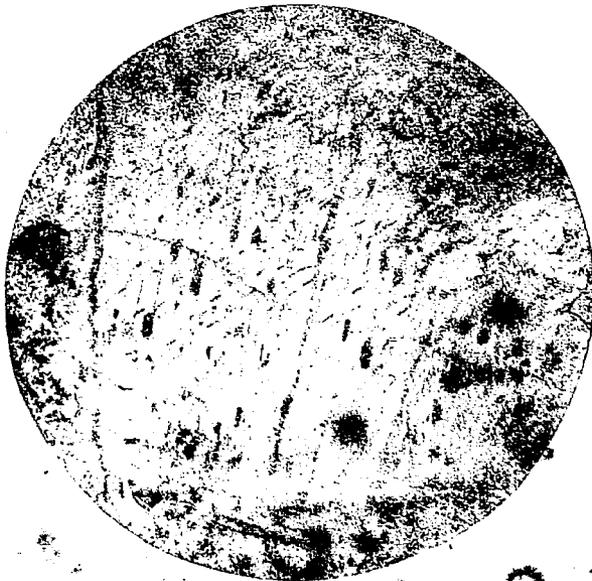
Таблица IX.

Фот. 4. Криптопертиговая рябь в микроклине (увеличение 140 диаметров). Буйловский сиенито-гранит (№ 11).

Фот. 5. Включения гематита и ильменита в микроклине (увеличение 43 диаметров). Верхний нолокаменский сиенит (27).



Фот. 4.



Фот. 5.

H
2970

N69