

13544 / Q-36-XXIX, XXX

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*Серия Карельская*

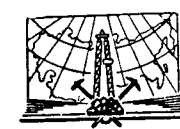
Лист Q-36-XXIX, XXX

Объяснительная записка

Составители: *В. И. Шмыгалева, Х. М. Шмыгалева, М. А. Корсакова,*  
*В. Н. Корсаков*  
Редактор *К. А. Шуркин*

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
25 декабря 1962 г., протокол 51

13544



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1966

сл 3253

## СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Стратиграфия	8
Интрузивные образования	25
Тектоника	47
Геоморфология	55
Полезные ископаемые	56
Подземные воды	65
Литература	67
Приложения	70

Редактор издательства *Е. Я. Соколовская*

Технический редактор *В. В. Романова*

Корректор *Т. Я. Хомутова*

Подписано к печати 25/VII 1966 г. Уч.-изд. л. 5,6  
 Формат 60×90<sup>1/16</sup> Печ. л. 4,75 Зак. № 04631  
 Тираж 100 экз.

Издательство «Недра». Москва, Центр, ул. Кирова, 24  
 Типография фабрики № 9 ГУГК

## ВВЕДЕНИЕ

Площадь листа Q-36-XXIX, XXX расположена в пределах Кемского района Карельской АССР, и лишь незначительная часть ее находится у южной границы площади листа и входит в состав Беломорского района, а Соловецкие острова относятся к Архангельской области. Границы исследованной территории определяются географическими координатами 64° 40'—65° 20' с. ш. и 34° 00'—36° 00' в. д. (от Гринвича). Почти две трети рассматриваемой территории занято Белым морем, в котором имеется несколько крупных островов, в том числе — Соловецкие, Шуй-Остров, Русский Кузов, Сев. Коловар и до 200 мелких островов. Глубина моря колеблется от 0,5 до 25 м и только юго-западнее островов Соловецких, где наблюдается узкая депрессия северо-западного простираия, увеличивается до 40—80 м. Прибрежная зона материка представляет мелководье, обнажающееся во время морского отлива на сотни метров, а в районе о. Шуй-Остров — на 2—3 км. Абсолютные отметки поверхности суши, в основном, не превышают 60—70 м, и только отдельные возвышенности имеют несколько большую высоту над уровнем моря (Мянду Вара 94,7 м, Безымянная варака 131,6 м и др.). Относительные превышения повсеместно составляют 20—30 м и лишь на водоразделе рек Кемь и Олонга достигают 50—60 м. Исследованная территория характеризуется наличием большого количества порожистых рек, относящихся к бассейну Белого моря. Наиболее крупные из них Кемь, Поньгома, Шуя, Летняя, Олонга.

Район равномерно увлажненный и характеризуется бореальным климатом, снежной сравнительно мягкой зимой, продолжающейся с ноября по апрель месяцы и прохладным летом. Среднегодовая температура — 0,3° при среднемесячных колебаниях от —13,2° в январе до +12,5° в августе. Среднее годовое количество осадков 485 мм.

Растительность района отличается неоднородностью — наряду с огромными заболоченными пространствами, покрытыми мхом, по долинам рек, на возвышенных участках и по берегу моря растут густые, преимущественно хвойные леса с примесью березы и осины.

В транспортном отношении данная площадь освоена хорошо: с севера на юг её пересекает Октябрьская ж. д.; ст. Шуерецкая связана ж.-д. веткой с лесоучастком, расположенным в верховьях реки Олонги; по левому берегу р. Кеми проходит шоссе Кемь-Ухта, от развязки Мяг-Река — дорога к западу на 10—12 км до лесопункта. Кроме того, существует нерегулярное транспортное сообщение по Белому морю.

Населенные пункты расположены, главным образом, вдоль железной дороги, на берегу моря и по шоссе Кемь-Ухта. Наиболее крупными являются: г. Кемь (районный центр), г. Рабоче-островск (крупный порт Белого моря), ст. Шуерецкая, с. Подужемье, дер. Летняя Речка и другие. Население, состоящее преимущественно из русских и небольшого количества карел, занято в лесной промышленности, на транспорте и в рыболовецких организациях.

Изучение западного побережья Белого моря, в том числе и площади рассматриваемого листа, начатое в 18—19 веке В. М. Севергиным, Широкиным, А. А. Иностранцевым и М. Н. Миклуха-Маклаем имело рекогносцировочный характер. В 1917 г. Н. И. Безбородько в связи с постройкой Октябрьской ж. д. провел геологическую съемку ее трассы между станциями Сорокская и Энгозеро. В большом объеме геологические исследования площади листа и прилегающих к ней территорий начались только после Великой Октябрьской революции. В период 1922—1926 гг. изучением пегматитовых жил района занимался П. А. Борисов (1926). С 1930 г. по настоящее время на территории листа Q-36-XXIX, XXX проводятся систематические геологические исследования: геологические съемки, поиски на слюду, керамические пегматиты, гранат, стройматериалы и т. д. К. К. Судиславлев (1931ф) производил геологическую съемку масштаба 1 : 1 000 000 между деревнями Гридино и Летняя Речка, И. В. Даниловский в том же масштабе — съемку четвертичных отложений. Н. А. Волотовская (1932ф) осуществила геологическую съемку и поиски кианита между г. Кемь и ст. Сорокская, Н. А. Игнатьев (1937) изучал Шуерецкое месторождение граната. Н. Г. Бунтин (1932ф, 1936ф), с целью выяснения слюдоносности Кемского района производил геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 между р. Кемь и озерами Лежево, Маслозеро (лист Q-36-XXVIII) и масштаба 1 : 50 000 на побережье Белого моря между реками Кемь и Летняя; при этом им были обнаружены непромышленные пегматитовые жилы с мусковитом.

В 1936 г. В. С. Смирнова (1937ф) проводила геологопоисковые и разведочные работы на слюду-мусковит на участке хут. Половина, оценив его как перспективный в отношении слюдоносности. В 1935—1936 гг. Л. А. Косой (1936ф) закартировал район низовьев рек Поньгома, Кузема и Воньга в масштабе 1 : 100 000. Им впервые на о. Мраморном, расположенном

в 10 км к северу от рассматриваемой территории, были обнаружены мраморовидные известняки, связанные рядом постепенных переходов с гранатовыми амфиболитами, что, по его мнению, явилось неоспоримым доказательством осадочного происхождения беломорской гнейсовой серии. В 1938 г. В. Н. Нумерова (1939ф) производила геологическую съемку масштаба 1 : 100 000 к северу от дер. Летняя Река, а Н. Г. Судовиков (1939ф) — геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 в береговой полосе шириной до 12 км.

Геологические материалы, накопившиеся в процессе съемочных и разведочных работ, неоднократно обобщались. Первая сводка была сделана В. М. Тимофеевым (1935) на основании съемки масштаба 1 : 1 000 000. Он выделил развитые на западном побережье Белого моря гнейсы и кристаллические сланцы в стратиграфически обособленную беломорскую формацию ботнийского (верхнеархейского) возраста; прорывающие ее основные породы (друзиты), считал постботнийскими, а еще более молодые микроклиновые граниты, названные им беломорскими и связанные с ними пегматиты — карельскими (нижнепротерозойскими). В объяснительной записке к этой карте беломорскую формацию В. М. Тимофеев подразделяет на нижнюю свиту гнейсов, среднюю — кианито-гранатовых сланцев и верхнюю — амфиболовых, частью мусковитовых сланцев.

В 1935 г. П. К. Григорьев опубликовал результаты своих многолетних исследований по геологии беломорской формации и пегматитовым месторождениям Чупинского района. Он указывает на свионийский возраст беломорских гнейсов, прорванных двумя группами мигматитообразующих гранитов и связанных с ними пегматитов, разделенных внедрением друзитов. Эта схема стратиграфии позднее была детально обоснована Н. С. Судовиковым и положена в основу первой государственной геологической карты Карелии масштаба 1 : 1 000 000 (1946). Придавая большое значение региональной мигматизации и гранитизации пород беломорской формации, Н. Г. Судовиков поставил под сомнение возможность ее стратиграфического расчленения, объясняя распределение гнейсов метаморфической зональностью и связывая происхождение гранитов, мигматитов и пегматитов с процессами ультраметаморфизма.

В период 1949—1954 гг. геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 с целью выявления новых слюдоносных площадей проводили Л. А. Кириченко (1950ф) в северо-западной части площади листа, Н. А. Островская (1952ф) — в юго-западной и О. П. Леонтьева (1954ф) — на Соловецких островах. Они дают отрицательную характеристику исследованных территорий в отношении возможности обнаружения здесь слюдоносных пегматитов. На составленных ими геологических картах выделены петрографические разновидности пород без стратиграфического

разделения их. Детальные поисково-разведочные и поисково-ревизионные работы на территории листа проводились А. М. Москвиной (1951ф) только в районе известных месторождений мусковита (хут. Половина и руч. Вято). В результате этих работ не было обнаружено новых слюдоносных жил. Изучением редкометального и редкоземельного рудопроявления на участках этих месторождений и севернее р. Кеми занимался К. М. Премыслер (1959ф).

С 1952 г. под руководством Е. П. Чуйкиной (1959ф) в Сев. Карелии на основе литолого-стратиграфического метода начались работы по стратиграфическому расчленению беломорской серии, в итоге которых она была расчленена на пять толщ. Южнее Энгозера ею выделены три новых более высоко лежащих толщи. В районе хут. Половина по данным Е. П. Чуйкиной и др. (1956ф), проводившими на этой площади рекогносцировочные маршруты масштаба 1 : 50 000, развиты протерозойские породы. Применяв этот же метод Ю. Е. Рыжк (1955ф) провел съемочно-поисковые работы масштаба 1 : 50 000 в районе дер. Поньгома, охватив небольшую материковую часть рассматриваемой нами площади. Обнаруженные им пегматитовые жилы не имеют промышленного значения. Д. Т. Мишарев, В. С. Смирнова, Р. И. Солодкая и др. в 1952—1955 гг. составили сводную геологическую карту масштаба 1 : 100 000 Чупино-Лоухского и Енского районов с расчленением беломорского комплекса на три толщи, установили закономерность распространения пегматитовых жил в них, а также дали тектоническую схему северо-западного Беломорья. К. А. Шуркин, изучая в течение ряда лет Беломорье, посетил побережье Белого моря, некоторые острова Кемского района и детально обследовал интрузию Поньгом-Наволока, ранее описанную Л. А. Косым (1936ф) и Н. Г. Судовиковым (1937), а также ряд островов Шуерецкой губы (1956ф). В еще не полностью опубликованных работах беломорский комплекс магматических пород подразделяется им на последовательный ряд интрузий, связанных с ранним, средним и поздним этапами развития в единой верхнеархейской геосинклиной зоне.

В. А. Перевозчикова (1957ф), составляя геологическую карту масштаба 1 : 1 000 000 листов Q-35, 36, пришла к выводу, что гнейсы и сланцы Кемского района отличаются от типичных пород беломорской серии и сопоставляла высокоглиноземистые гнейсы хут. Половина и подстилающие их биотитовые гнейсы с аналогичными породами, развитыми в окрестностях г. Лейвойвы, оговаривая при этом их тождественность с кольскими гнейсами.

В результате полевых работ 1960 г. авторы записки на площади листа Q-36-XXIX выделили две высокоглиноземистые толщи, разделенные биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами,

которые составляют верхнюю часть разреза беломорской серии, залегающую на хетоламбинской толще. В. С. Смирнова (1961ф), дополнив собственные многолетние наблюдения, включая 1959 г., результатами работ предыдущих исследователей и полевыми материалами 1960 г. авторов данной записки, беломорские гнейсы Кемского района подразделяет на нижнюю, среднюю, верхнюю толщи и условно свиты кандскую (кемскую) и енскую (кузнечных варак); перспективы кемского района в отношении слюдоносности считает в целом ограниченными, а отдельных участков развития продуктивных пород благоприятными.

В 1959 г. на всей территории Карелии (в том числе и на площади рассматриваемого листа) Западным геофизическим трестом проводилась аэромагнитная съемка масштаба 1 : 200 000 (Г. А. Поротова и др., 1960ф и В. Н. Зандер и др., 1961ф). Специальным изучением геоморфологии и четвертичных отложений Карелии, Архангельской области и, в том числе рассматриваемой территории, занимались Н. И. Апухтин (1960), Э. А. Кальберг (1940) и Г. С. Биске.

Комплексное исследование — геологическое, геоморфологическое, гидрогеологическое и др., листа Q-36-XXIX проводилось Н. В. Поликарповым и Т. Г. Павловой (1961ф).

Учитывая, что территория листа Q-36-XXIX, XXX оставалась слабее исследованной по сравнению с северными частями Беломорья, авторами в течение 1960—1961 гг. для изучения стратиграфии и тектоники этой площади были проведены геологосъемочные работы масштаба 1 : 200 000, 1 : 50 000 и 1 : 10 000 с применением полевого структурного анализа метаморфических и интрузивных образований и использованием материалов аэромагнитной съемки и контактных отпечатков аэрофотоснимков. По этим данным, дополненным результатами всех геологосъемочных, сводных и тематических работ, и составлена представляемая геологическая карта и объяснительная записка к ней. Карта полезных ископаемых составлена по материалам предыдущих исследователей.

Несмотря на большое количество проведенных исследований к моменту составления геологической карты и выполненных авторами геологосъемочных работ, еще многие вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники и поисков слюдоносных пегматитов остались нерешенными. К наиболее важным из них относятся: 1) продолжение изучения структуры гнейсов, 2) прослеживание по простиранию отдельных толщ, в первую очередь шуерецких и енских высокоглиноземистых гнейсов, являющихся частями верхней толщи, как перспективной на слюдоносные пегматиты, и выяснение причин выклинивания её, 3) поиски пегматитов в условиях плохой обнаженности. Остался неясным и вопрос регионального значения о количестве магматических циклов в архее Беломорья.

## СТРАТИГРАФИЯ

Описываемая территория находится в пределах Балтийского щита и прилегающей к нему Русской платформы.

В западной материковой части этой площади и на прибрежных островах развиты архейские и резко подчипленные им протерозойские породы, неравномерно покрытые четвертичными отложениями незначительной мощности. Архейская группа представлена гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами белой морской серии, прорванными поздними архейскими интрузиями ультраосновного, основного, среднего и кислого состава и связанными с ними жилами. К протерозойской группе относятся сланцы, часть гнейсы, порфиробластические амфиболиты гимольцы, часть гнейсы, порфиробластические амфиболиты гимольско-парандовской серии, прорывающие их ранние нижнепротерозойские ультраосновные породы и пегматитовые жилы. Наконец, среди этих докембрийских образований встречаются бластомилониты, возраст которых по геологическим наблюдениям и данным абсолютной геохронологии определяется от архейского до средне-верхнепротерозойского включительно.

По материалам аэромагнитной съемки (Зандер и др., 1961ф) ложе Белого моря в районе сложено образованиями, аналогичными архейскому комплексу материковой зоны, покрытыми илом, переслаивающимся в мелководных зонах с песками и валунниками.

Восточнее границы рассматриваемой территории на Онежском полуострове буровыми скважинами под четвертичными отложениями обнаружены кембрийские аргиллитоподобные глины, аргиллиты и полимиктовые песчаники, залегающие на докембрийском фундаменте (Логина и др. 1958ф). Исходя из общих геологических соображений, можно ожидать, что кембрийские породы находятся непосредственно под четвертичными отложениями островов Соловецких, Бол. Жужмуй и прилегающих к ним отмелей.

### АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

#### Беломорская серия

На рассматриваемой площади отложения этой серии представлены широко распространенными различными гнейсами, гранито-гнейсами и амфиболитами. Ряд исследователей многие из этих пород считали гнейсо-гранитами и их мигматитами по древнейшим парагнейсам разнообразного состава, потерявшим свои первоначальные черты и поэтому не поддающимся стратификации (Судовиков 1939, Бунтин 1936ф, Косой 1936ф, Нумерова 1939ф и др.). Все эти породы рассматриваются нами и другими геологами (Е. П. Чуйкиной 1956ф, К. А. Шуркин 1956ф, 1960 и др.) как глубокометаморфизованные седиментогенные и вул-

каногенные образования, поскольку они, как и в других районах Беломорья, картируются в виде слоев, линз, пачек и толщ, сравнительно хорошо прослеживающихся по простиранию.

Судя по химическому составу биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы предположительно первоначально являлись аркозами и частью, может быть, вулканитами кислого и среднего состава; высокоглиноземистые гнейсы — глинистыми песчаниками и сланцами, а амфиболиты и амфиболовые гнейсы, богатые СаО, — мергелями и песчаниками с прослоями карбонатных пород. Наличие прослеживающихся в виде пластов амфиболитов с реликтами магматических структур и минералов, указывает на их принадлежность к вулканогенным породам. В то же время установить генезис большей части амфиболитов не представляется возможным, поэтому все они на геологической карте отнесены к породам вулканогенного и неясного генезиса.

Ультраметаморфизм, происходивший в условиях амфиболитовой фации, и региональная гранитизация пород беломорской серии обуславливают развитие различных морфологических типов мигматитов, среди которых наиболее часто встречаются полосчатые, тонкопослойные, брекчиевидные и лишь на отдельных участках — порфиробластические и теневые. Эти процессы наиболее интенсивно проявляются в низах беломорской серии, но отмечаются и в вышележащих толщах — в зонах интенсивного проявления пликативной и дизъюнктивной тектоники и в экзоконтактах интрузий кислого состава.

До сих пор отсутствует единство мнений о количестве и, отчасти, составе толщ, на которые подразделяется беломорская серия. Это объясняется различным пониманием общей ее структуры и отсюда последовательности залегания пород в стратиграфическом разрезе. Д. Т. Мишарев и др. (1953ф, 1960) рассматривают структуру беломорской серии в виде антиклинория, усложненного в западном крыле (северо-западное Беломорье) двумя антиклинориями и Енско-Лоухским синклинорием. В ядре последнего залегает верхняя, а на нормальном западном и опрокинутом восточном крыльях, — средняя толща; в ядрах смежных антиклинориев — нижняя толща. Это деление беломорских гнейсов принято в основу легенды СЗГУ для государственных геологических карт масштаба 1 : 200 000 и в последние годы несколько детализировано в отношении строения верхней части разреза.

Принципиально отличается стратиграфическая схема Е. П. Чуйкиной и др. (1956), по мнению которых беломорский комплекс слагает крыло огромного синклинория, образованного пятью последовательно накопившимися толщами: в основании разреза находится западная, на которой залегают котозерская, чупинская, хетоламбинская и керетьская толщи. Следует подчеркнуть, что занимающие разное стратиграфическое положение в схеме Е. П. Чуйкиной толщи — западная и керетьская,

котозерская и хетоламбинская по составу аналогичны и их появление объясняется ритмичностью осадконакопления, а не тектоническими причинами, как это считают вслед за Д. Т. Мишаревым большинство геологов, в том числе и авторы записки. Для геологической карты листа Q-36-XXIX-XXX принято деление беломорской серии по легенде Северо-Западного геологического управления на нижнюю (керетьскую), среднюю (хетоламбинскую) толщи, шуерецкие, кандские и ениские гнейсы\*. Такое подразделение основано на анализе геологических разрезов различных участков структуры и выделении отдельных стратиграфических горизонтов с учетом фациального их изменения, метаморфических преобразований пород и тектоники. В процессе работы над картой были также использованы данные аэромагнитной съемки, в частности графики интенсивности магнитного поля, которые на отдельных участках сравнительно хорошо отражают общее залегание пород, но значительно хуже — границы между образованиями различного состава.

При составлении геологической карты авторами учитывалось, что все беломорские гнейсы характеризуются кристаллизационной сланцеватостью (гнейсовидностью) хорошо заметной по чередованию лейкократовых и меланократовых полосок или параллельному расположению плоских поверхностей чешуек слюд, кристаллов амфибола, кианита, реже полевых шпатов. Гнейсовидность обычно совпадает со слоистостью пород, являясь, по-видимому, следствием ламинарного скольжения и метаморфической дифференциации, местами течения пород, подчиненных первичной осадочной стратификации. Породы беломорской серии очень часто собраны в мелкие нормальные и опрокинутые складки, а поэтому в ряде случаев элементы залегания (простираение и падение) характеризуют не положение в пространстве пласта или тем более всей толщи, а только детали их внутреннего строения. В связи с этим контуры пластов и толщ (например, в районе р. Олонги) иногда проведены параллельно не направлению видимого в обнажениях простира-

\* Выделение в составе беломорской серии на листе Q-36-XXIX шуерецких, кандских и ениских гнейсов, как это делают авторы не обосновано специальными структурно-геологическими и петрологическими исследованиями, а опирается на общую аналогию о залегании пород в пределах всего северо-западного Беломорья и некоторые частные наблюдения над петрографическими особенностями пород и их видимым залеганием в отдельных пунктах района. Следует заметить, что толща кандских гнейсов, выделенная в Ениском слюдяном типе гнейсов, совершенно отлична по внутреннему строению и преобладающим типам гнейсов, от развитой на листе Q-36-XXIX толщ биотитовых гнейсов, а присутствующие здесь линзовидно-пластовые пачки глиноземистых гнейсов, также не отвечают верхней толще всей остальной территории Беломорья. По мнению редактора, все гнейсы, перекрывающие амфиболиты средней (хетоламбинской) толщи, относятся к ее верхам, частью к лоухской свите и только глиноземистые гнейсы окрестностей хут. Половина — к верхней толще схемы СЗГУ. *Прим. ред.*

ния гнейсовидности, а на основании распространения тех или иных пород (например амфиболитов), скорректированного данными аэромагнитной съемки.

Направление и углы падения в целом для всей толщи определяются не столько по видимому наклону гнейсовидности, сколько по положению осей мелких складок течения и форме графиков интенсивности магнитных аномалий. В зонах разрывных дислокаций, фиксирующихся blastomylonitami, гнейсовидность не совпадает с первичной слоистостью пород, являясь следствием их рассланцевания и последующей перекристаллизации. В случаях, когда гнейсовидность более или менее достоверно совпадает со стратификацией, она показана на карте знаком слоистости, а там, где не совпадает и характеризуется blastическими микроструктурами — отнесена к кристаллизационной сланцеватости или к blastomylonitам.

Стратиграфическое положение пород беломорской серии в целом определяется тем, что они прорываются интрузиями архейского и протерозойского возраста, а гальки их встречаются в базальных конгломератах нижнего протерозоя (Робонен, 1953ф). В региональной геохронологической шкале Балтийского щита (Полканов, Герлинг, 1961) допротерозойские образования подразделяются на катархей I (3590—3250 млн. лет), катархей II (3100—2710 млн. лет), нижний архей (2700—2200 млн. лет) и верхний архей (беломориды 2140—1900 млн. лет). Определения абсолютного возраста, произведенные для пород нашего района, дали следующие результаты (табл. 1). Надо иметь в виду, что эти данные фиксируют последнюю эпоху метаморфизма пород.

Абсолютный возраст пород беломорской серии по К — Аг-методу (определения Э. К. Герлинга) см. табл. 1.

Таблица 1

№ пробы	Стратиграф. полож.	Название породы	Место взятия	Абс. возр. в млн. лет	
				по биотиту	по амфиболу
1061	$Abl_2$	Амфиболо-биотитовый гранито-гнейс	о. Сатам	1800	1870
40	$Abl_3^s$	Биотитовый гнейс тонкополосчатый	Залив Шуерецкая губа	1890	
934	$Abl_2$	Биотито-гранатовый гедритит	п-ов Еловый Наволок	1740	1680
924	$Abl_3^k$	Эпидото-биотитовый гнейс (бласто-милонит)	Верхнее течение р. Мяг-Реки	1670 — 1740	

Из данных, приведенных в табл. 1, следует, что исследованные породы беломорской серии являются верхнеархейскими в различной степени омоложенными в протерозойскую эру.

Более древние — нижнеархейские образования, установленные в пределах зоны карелид, вероятно, слагают кристаллический фундамент беломорской серии, о чем можно предположительно догадываться по наличию на площади рассматриваемых листов брахиантклинальных и брахисинклинальных структур, морфология которых, возможно, отражает глыбовое строение этого фундамента. Решение вопроса о наличии в Беломорье выступов фундамента является задачей будущих исследований.

#### *Нижняя (керетьская) толща (Abl<sub>1</sub>)*

Обнажается на небольших площадях в междуречье Кемпи и Шун, в районе губы Варнесная и в северо-западной материковой части площади листа, слагая ядра антиклинальных складок. Нижняя толща характеризуется однородностью состава и представлена биотитовыми, эпидото-биотитовыми гнейсами, гранито-гнейсами с маломощными прослоями амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов, приуроченных к ее верхам. Верхняя граница толщи проведена условно, она маркируется появлением в разрезе мощных пластовых тел амфиболитов и амфиболовых гнейсов, характерных для вышележащей средней толщи. Контакты нижней и средней толщ согласные, представляют собой обычно зоны переслаивания и постепенных переходов биотитовых гнейсов в амфиболовые. Реже наблюдаются резкие контакты между этими толщами. Мощность части нижней толщи, вскрытой эрозией, ориентировочно составляет 2500 м.

В верховьях р. Мяг-Реки, южнее ее устья и восточнее Кемской губы на островах Белого моря среди пород нижней толщи залегают граниты, которые интенсивно мигматизируют вмещающие гнейсы, превращая их в гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы. С удалением от гранитных массивов интенсивность мигматизации постепенно затухает. Процессами ультраметаморфизма породы нижней толщи преобразованы в мигматиты различных морфологических типов: в гнейсах наблюдаются тонкополосчатые, реже темные, в амфиболитах — порфиробластические и агматиты.

Биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы серые, розовато-серые, среднезернистые, реже мелко- и крупнозернистые породы с отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Они характеризуются гранобластовой и лепидогранобластовой структурами, а в мигматизированных разновидностях, кроме того, порфиробластовой с явлениями метасоматического замещения. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 15—30 (20—60%), кварц (до 20%), биотит (5—10, реже до 15%), микроклин (20—25%). К второстепенным

минералам относится магнетит, к аксессуарным — апатит, сфен, циркон; из вторичных встречаются эпидот, серицит, хлорит и карбонат. Изредка количество эпидота увеличивается до 10—15%.

Гранито-гнейсы генетически связаны с биотитовыми и эпидото-биотитовыми гнейсами, отличаясь от них лейкократовым обликом, более массивным сложением, присутствием микроклина в количестве до 40—50% и мусковита до 3%. В них более четко, чем в гнейсах выражены процессы замещения плагиоклаза микроклином с образованием альбитовых каемок, биотита — мусковитом, а также явления коррозии кварцем других минералов. Амфиболиты аналогичны развитым в средней толще и описываются ниже.

#### *Средняя (хетоламбинская) толща (Abl<sub>2</sub>)*

Прослеживается в северной части рассматриваемой территории от западной границы площади листа на восток к Белому морю до Лапиной губы, далее на юг вдоль побережья и от с. Шуерецкое до среднего течения рек Олонга и Мяг-Река, образуя непрерывную полосу дугообразной формы. Структурно (см. рис. 2) эта толща слагает в районе оз. Дальнее антиклинальный перегиб Кемского синклинория, у побережья Белого моря — часть западного крыла Кузовского антиклинория, между селом Шуерецкое и о. Разбойников — обрамляет Шуйостровскую синклиналь. Средняя толща обнажается также среди пород верхней толщи и кандских гнейсов в виде изолированных выступов, образующих антиклинальные перегибы Подужемской синклинали (у поселка Шестой километр, южнее с. Подужемья и между реками Летняя и Кемь).

Преобладание амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов является отличительной особенностью средней толщи, характеризующейся местами неоднородностью разреза как по простираанию, так и вкрест его, что определяется, по-видимому, первоначальным ее строением. Верхняя граница средней толщи определяется довольно четко по резкой смене амфиболовых пород глиноземистыми шуерецкими гнейсами или биотитовыми кандскими гнейсами. Мощность толщи колеблется от 400 до 2500 м, что объясняется, по мнению авторов, выклиниванием толщи и наличием в ее составе преимущественно вулканогенных образований. В основании и кровле ее почти повсеместно залегают амфиболиты и только к югу от Кемской губы на некоторых участках они выклиниваются и разрез начинается и венчается от амфиболсодержащими гнейсами.

На территории листа Q-36-XXIX, XXX устанавливается три типа разрезов средней толщи. В северной части преобладают амфиболиты, среди которых встречаются прослой биотито-амфибо-

ловых и амфиболо-биотитовых гнейсов, опоясывающих Кумжинскую синклинали. На участках между Летнерецкой и Кемской губами наблюдается тонкое переслаивание биотитовых и гранато-биотитовых гнейсов с амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами. Мощность отдельных прослоев колеблется от единиц до первых десятков метров. В южной части рассматриваемой площади отмечается преимущественно грубое переслаивание пластов амфиболитов и амфиболсодержащих гнейсов мощностью 300—800 м, а к северо-востоку и югу от ст. Шуерецкая в средней части разреза толщи появляется пласт гранато-биотитовых и кианито-гранато-биотитовых гнейсов мощностью 200—300 м.

Амфиболиты представлены гранатовыми и полевошпатовыми, реже пироксеновыми и скаполитовыми разновидностями, образующими согласные с гнейсами пластовые тела значительной протяженности мощностью от 600 до 1200 м, местами слагающими почти весь разрез толщи.

Гранатовые амфиболиты представляют собой темно-серые, зеленовато-серые и черные породы, среднезернистого, реже крупно- и мелкозернистого сложения, сланцеватой и полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена прослоями, обогащенными гранатом, амфиболом или плагиоклазом, а в мигматизированных разновидностях — кварцево-полевошпатовыми жилками. Структура пород гранонематобластовая, гранобластовая и очень редко бластогаббровая. Главными минералами являются обыкновенная роговая обманка (35—80%), андезин № 30—43 (10—20%) и гранат (15—35%), второстепенными — биотит, кварц, микроклин и акцессорными — апатит, циркон, сфен, ортит. Вторичные минералы представлены серицитом, хлоритом, эпидотом и карбонатом.

Полевошпатовые амфиболиты отличаются от гранатовых отсутствием граната и более отчетливо выраженной сланцеватой текстурой, а гранато-пироксеновые и скаполито-гранато-пироксеновые амфиболиты — соответственно содержащие диопсида и скаполита в качестве породообразующих минералов.

В окрестностях ст. Шуерецкой в период 1929—1932 гг. Н. А. Игнатьевым (1937) и др. изучены своеобразные породы, залегающие в виде маломощных пластов среди амфиболитов, переслаивающихся с кианито-гранато-биотитовыми гнейсами, местами содержащими значительное количество кварца и ставролита. Это крупнозернистые породы, состоящие, в основном, из гедрита, развитого в виде лучистых кристаллов размером до 10 см в длину, крупных пластин биотита и граната в форме трещиноватых ромбодекаэдрических кристаллов и желваков, достигающих 25 см в диаметре. Они характеризуются сланцеватой и очковой текстурами, обусловленными ориентированным расположением гедрита, биотита, облекающих гигантские пор-

фиробласты граната. Как показывают определения абсолютного возраста (см. табл. 1), эти породы, являющиеся частью средней толщи, были перекристаллизованы в протерозое.

Амфиболо-биотитовые, биотито-амфиболовые и амфиболовые гнейсы, значительно распространены в составе средней толщи и состоят, в основном, из олигоклаз-андезина № 25—33 (30—50%), обыкновенной роговой обманки (10—15%), биотита (до 15%), кварца (до 25%), микроклина (до 15%). В качестве второстепенных минералов присутствуют гранат, мусковит, карбонат, эпидот и акцессорные — сфен, апатит, ортит. В зависимости от содержания слюд и амфибола перечисленные гнейсы характеризуются гранобластовой, лепидогранобластовой, нематолепидогранобластовой или нематобластовой структурами.

Биотитовые и эпидото-биотитовые гнейсы, образующие маломощные прослои среди амфиболсодержащих гнейсов и амфиболитов средней толщи, макро- и микроскопически аналогичны развитым в нижней толще, а кианитсодержащие гранато-биотитовые гнейсы петрографически подобны высокоглиноземистым шуерецким гнейсам.

Породы средней толщи мигматизированы значительно слабее нижней. В амфиболитах обычно наблюдаются брекчиевидные, а в гнейсах — тонко- и грубополосчатые послонные мигматиты.

### Шуерецкие гнейсы ( $Abl_3$ )

Шуерецкие гнейсы довольно широко распространены, главным образом, в центральной и юго-восточной частях площади листа Q-36-XXIX; на севере, в районе р. Поньгома ими сложены лишь небольшие участки. В центре территории листа — западнее г. Кемь, они прослеживаются непрерывно от среднего течения р. Березовки до железной дороги между г. Кемь и руч. Софроновым. Эта полоса шириной 2 км и длиной около 40 км составляет крыло Подужемской синклинали. В междуречье Кемь — Летняя шуерецкие гнейсы опоясывают на протяжении 40 км амфиболиты средней толщи, образующие здесь антиклинальный выступ северо-восточного простирания. Видимая мощность шуерецких гнейсов на этом участке колеблется от 1 до 4 км. В северной части антиклинали (район руч. Черного) породы средней толщи и шуерецкие гнейсы перекрыты мощными торфяно-болотными отложениями на протяжении 5 км. Южнее Кемской губы шуерецкие гнейсы образуют узкую субмеридиональную дугу, обращенную выпуклостью к юго-юго-востоку. Длина ее около 20 км, ширина достигает 4 км. Кроме этого, севернее и южнее устья р. Мяг-Реки, наблюдаются два небольших участка, сложенные шуерецкими гнейсами, образующими небольшие синклинали складки. В районе Шуерецкой губы эти гнейсы слагают Шуйостровскую синклинали (см. рис. 2)



северо-восточного простирания, прослеживающуюся от островов Конев и Сосновые в юго-западном направлении, и уходящую под четвертичные отложения у южной границы площади листа. Общая длина этой структуры 16 км, ширина 5—7 км.

Шуерецкие гнейсы залегают на амфиболитах и амфиболсодержащих гнейсах средней толщи и перекрываются кандскими гнейсами и только в районе устья Мяг-Реки и у северной границы листа вдоль р. Поньгомы вышележащие кандские гнейсы отсутствуют.

Шуерецкие гнейсы характеризуются колебанием мощности от 400 до 1200 м\*, а южнее Кемской губы и в верховьях р. Березовки они выклиниваются и здесь на породах средней толщи залегают кандские гнейсы. Верхняя граница шуерецких гнейсов устанавливается сменой высокоглиноземистых пород биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, а на некоторых участках, расположенных севернее ст. Мягрека, к востоку от среднего течения р. Курьяксы и в верховьях р. Летней, амфиболитами, залегающими в основании кандских гнейсов.

Породы, объединенные под названием шуерецкие гнейсы, разнообразны по составу и изменчивы как по простиранию, так и в разрезе (см. рис. 1). Они представлены гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами, в которых в виде прослоев и линз залегают кианито-гранато-биотитовые гнейсы и биотитовые гранито-гнейсы. Редко встречаются маломощные прослои амфиболсодержащих мусковитизированных биотитовых гнейсов и амфиболитов. На отдельных участках наблюдается различная стратиграфическая последовательность шуерецких гнейсов (рис. 1).

В Шуйостровской синклинали нижняя часть разреза рассматриваемых пород сложена серыми среднезернистыми биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с единичными прослоями гранатовых амфиболитов и биотито-амфиболовых гнейсов. По простиранию они местами сменяются кианито-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми ржавыми гнейсами с прослоями мусковитизированных биотитовых гнейсов. Выше по разрезу наблюдается переслаивание ржаво-бурых кианито-гранато-биотитовых, гранато-биотитовых и серых биотитовых гнейсов с редкими маломощными линзами биотито-амфиболовых, мусковитизированных биотитовых гнейсов и амфиболитов. Верхняя часть разреза представлена среднезернистыми кианито-гранато-биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами ржаво-бурого цвета.

К северу от г. Кемь полоса шуерецких гнейсов, в основном, сложена среднезернистыми кианито-гранато-биотитовыми гнейсами ржаво-бурого цвета, переслаивающимися с биотитовыми

\* Указанная авторами цифра мощности толщи глиноземных гнейсов, по-видимому, является преувеличенной за счет изоклинальных складок.  
Прим. ред.

гнейсами и гранито-гнейсами серого цвета, среднезернистого сложения. Выше залегают кианито-гранато-биотитовые гнейсы и подчиненные им гранато-биотитовые и биотитовые гнейсы.

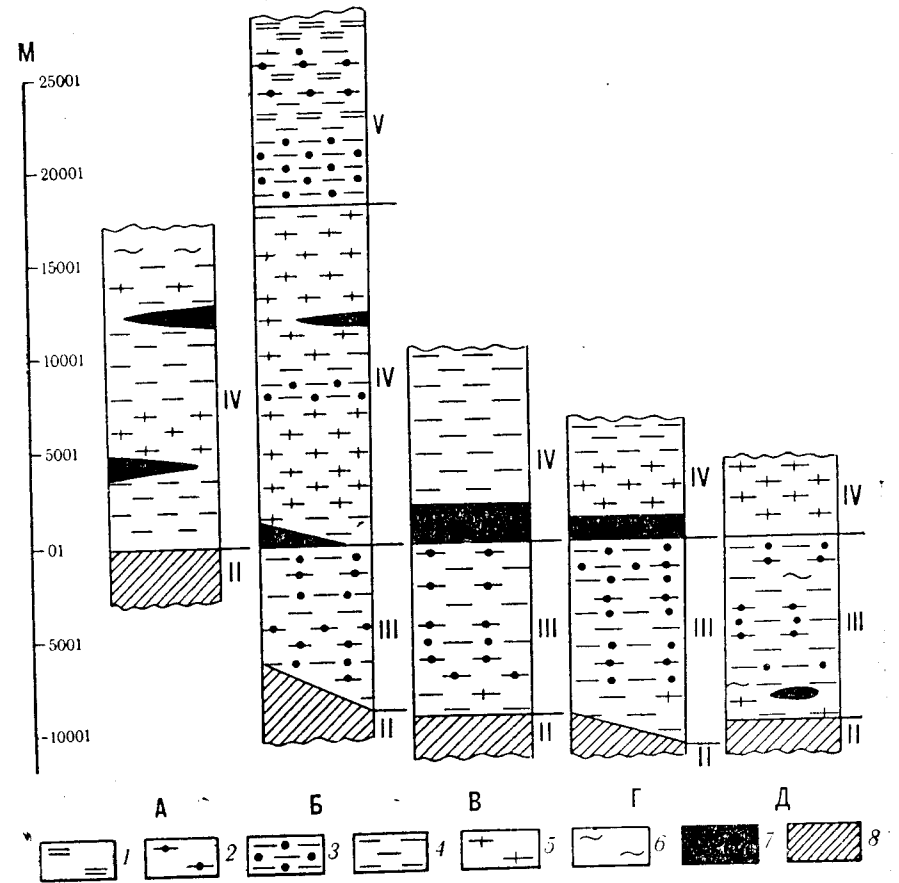
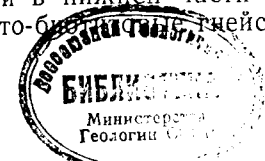


Рис. 1. Схематические разрезы шуерецких, кандских и енских гнейсов  
Участки: А — Олонга — оз. Кивья-Лампи, Б — хут. Половина — исток р. Курьяксы, В — севернее г. Кемь, — Г ст. Мягрека, Д — о. Шуй-Остров; II — средняя толща, III — шуерецкие гнейсы, IV — кандские гнейсы, V — енские гнейсы; 1 — ставролитсодержащие гнейсы, 2 — кианито-гранато-биотитовые гнейсы, 3 — гранато-биотитовые гнейсы, 4 — биотитовые гнейсы, 5 — гранито-гнейсы, 6 — мусковитизированные биотитовые гнейсы, 7 — амфиболиты, 8 — амфиболсодержащие породы и биотитовые гнейсы средней толщи

В разрезе толщи на этом участке встречаются редкие маломощные прослои амфиболо-биотитовых гнейсов и амфиболитов.

В районе ст. Мягреки в нижней части разреза шуерецких гнейсов находятся гранато-биотитовые гнейсы, сменяющиеся по



простираются биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами, выше залегают кианито-гранато-биотитовые гнейсы. Верхняя часть шуерецких гнейсов сложена гранато-биотитовыми и биотитовыми гнейсами с прослоями кианито-гранато-биотитовых.

На плохо обнаженном участке в среднем течении р. Березовки, в верховьях рек Летней и Курьяксы шуерецкие гнейсы сложены, в основном, биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами, местами с прослоями кианито-гранато-биотитовых гнейсов и линзами амфиболо-биотитовых гнейсов.

Верхняя граница толщи устанавливается сменой высокоглиноземистых пород биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами. Для шуерецких гнейсов характерна средняя степень мигматизации, проявляющаяся в развитии мезостатического микроклина, местами метасоматического мусковита, послонных и линзовидных обособлений кварцевого и кварц-полевошпатового состава. Кроме того, наблюдаются согласные и секущие пегматитовые жилы мощностью до 3 м и гнезда микроклин-плагноклазового состава с мусковитом в виде пластин толщиной 3—4 см и диаметром до 7 см.

Гранато-биотитовые гнейсы, являющиеся наиболее распространенными в составе шуерецких гнейсов, представляют собой среднезернистые породы серого и ржаво-бурого цвета с отчетливой полосчатой текстурой. Структура их лепидогранобластовая, сочетающаяся с порфиробластовой. Они состоят из плагноклаза № 22—30 (40—60%), кварца (10—30%), биотита (10—20%) и граната (5—15%). Вторичными являются мусковит, эпидот, аксессуарными — рутил, апатит, ортит, циркон.

Кианито-гранато-биотитовые гнейсы в свежем сколе серого, с поверхности характерного ржаво-бурого цвета. Они сходны с гранато-биотитовыми гнейсами и отличаются от них присутствием кристаллов кианита длиной от 0,5 до 2 см, в количестве 10—20% и мелких чешуек графита.

Мусковитизированные биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы в разрезе шуерецких гнейсов не занимают определенного положения, развиты на участках интенсивной мигматизации, приуроченных, по-видимому, к зонам тектонических нарушений. Это лейкократовые желтовато-белые, среднезернистые гнейсовидные или массивные породы, состоящие, в основном, из плагноклаза № 20—25 (40—60%), кварца (20—30%), микроклина (15%), биотита и мусковита в сумме составляющих 5—10%. Второстепенными минералами являются серицит, карбонат и хлорит, аксессуарными — апатит, рутил. Структура пород гранобластовая, лепидогранобластовая, сочетающаяся с метасоматической.

Остальные породы слагающие шуерецкие гнейсы аналогичны встречающимся в нижележащих толщах.

На территории листа Q-36-XXIX кандские гнейсы широко распространены, мощность их 1200—1800 м. Они обнажаются в верховьях рек Безымянка, Курьякса, Мяс-Река, на отдельных участках рек Летняя, Кемь, Левис, Олонга и юго-западнее последней, слагая внутреннюю часть Подужемской синклинали (см. рис. 2). На остальной площади они образуют небольшие синклинальные складки, расположенные севернее оз. Дальнее, в районе ст. Поньгома, к северу от г. Кеми, южнее пос. Гайжево и на о-ве Шуй-Остров.

Кандские гнейсы представлены биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с подчиненными им гранато-биотитовыми и мусковитизированными биотитовыми гнейсами.

В основании разреза на участках северо-западнее г. Кемь, к северу от ст. Мясрека, а также в верховьях р. Летней залегают выклинивающиеся пласты амфиболитов протяженностью до 16 км и видимой мощностью 250—300 м. В средней части разреза кандских гнейсов в междуречье Кеми и Ниж. Охты, к северу и северо-востоку от оз. Киви-Лампи амфиболиты образуют маломощные линзы, длина которых достигает 6 км. Разрез кандских гнейсов на различных участках характеризуется вариациями состава, показанными на рис. 1.

Стратиграфическое положение кандских гнейсов определяется тем, что они подстилаются шуерецкими гнейсами и породами средней толщи, а перекрываются гиперглиноземистыми енскими гнейсами. Такое залегание кандских гнейсов нами рассматривается как следствие возможного структурного несогласия внутри беломорид. Эти данные, а также резкое колебание мощности средней толщи, пологие складки и т. д. вместе с представлениями В. А. Перевозчиковой и некоторых других исследователей о том, что беломорская серия является комплексом разновозрастных образований — все это позволяет нам ставить вопрос о соответствии беломорской серии подгруппе или группе, а толщ — ряду серий.

При сравнении кандских гнейсов енского района, где они были впервые установлены (Шуркин, Дук, 1960; Лунина, 1960ф), и рассматриваемой территории оказывается, что последние отличаются как по вещественному составу и характеру разреза, так и по степени метаморфизма, занимая одинаковое стратиграфическое положение в разрезе беломорской серии.

Биотитовые гнейсы — средне- и крупнозернистые породы серого и темно-серого цвета с отчетливой гнейсовидной и полосчатой текстурами и лепидогранобластовой структурой. В составе их главными породообразующими минералами являются олигоклаз № 20—25 (40—50%), кварц (20—30%), биотит (15—20%), второстепенными — микроклин, эпидот, хлорит, мусковит; аксессуарными — апатит, ортит и сфен. Биотитовые

гнейсы, слагающие верхнюю часть разреза кандских гнейсов, представляют собой мелко- и среднезернистые породы серого или темно-серого цвета, содержащие микроклин, иногда в значительном количестве и в таком случае приобретающие облик гранито-гнейсов. В зоне непосредственного контакта с енскими высокоглиноземистыми сланцами биотитовые гнейсы гранулированы, сильно окварцованы и мусковитизированы.

Биотитовые гранито-гнейсы обладают розовато-серым цветом, более однородной текстурой, чем биотитовые гнейсы, содержанием микроклина до 20—25%, гранобластовой и коррозивно-метасоматической структурой. В этих породах наблюдаются широкие каймы альбита на границе плагиоклаза с микроклином и замещением мусковитом плагиоклаза и биотита.

Мусковитизированные биотитовые гнейсы представляют собой светло-серые и розовато-серые средне- или мелкозернистые гнейсовидные, полосчатые породы, характеризующиеся лепидогранобластовой и порфиробластовой структурой; последняя обусловлена присутствием крупных порфиробласт микроклина в более мелкозернистой массе, состоящей из олигоклаза, кварца, микроклина, биотита и мусковита, развивающегося по биотиту или плагиоклазу. Реже наблюдается бластомилонитовая структура, обусловленная обособлением в отдельные полосы слюды, кварца и полевых шпатов. От биотитовых гнейсов они отличаются содержанием мусковита в количестве до 3—5%. Эти породы слагают маломощные прослои в биотитовых гнейсах и не имеют определенного места в разрезе кандских гнейсов. Они преимущественно развиты в юго-западной части площади листа в участках проявления калиевого метасоматоза и мигматизации, усиливающихся, по-видимому, в тектонически ослабленных зонах. По сравнению с аналогичными породами шуерецких гнейсов в них наблюдается более интенсивное замещение плагиоклаза мусковитом. Амфиболо-биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы и амфиболиты по текстуре, структуре и составу аналогичны слагающим хетоламбинскую толщу.

#### Енские гнейсы ( $Abl_3^e$ )

В районе хут. Половина на стыке листов Q-36-XXVIII, XXIX обнажаются глиноземистые породы, представленные в нижней части разреза, мощностью около 400 м гранато-биотитовыми гнейсами с прослоями биотитовых гнейсов и линзами амфиболитов, а в верхней части мощностью 500—600 м — ставролитовыми, кианито-гранато-биотитовыми сланцами, реже гнейсами с подчиненными им гранато-биотитовыми, биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами. В составе глиноземистых

сланцев, развитых западнее описываемой площади, присутствуют кордиеритсодержащие разновидности. Е. П. Чуйкина, Э. А. Поляк и др. (1956ф) считают эти породы протерозойскими на основании отличия их от типично беломорских глиноземистых гнейсов Чупино-Лоухского района, заключающегося в преимущественном развитии сланцев яснослоистой и свилеватой текстуры, с резкими прямолинейными контактами и пестрым переслаиванием отдельных разновидностей. Кроме этого они содержат значительное количество ставролита, турмалина и менее интенсивно мигматизированы. Эти особенности пород, развитых в районе хут. Половина, не позволяют сопоставлять их с глиноземистыми шуерецкими гнейсами, но и не являются достаточным основанием для отнесения их к протерозойским. В. С. Смирнова (1961ф) отнесла эти породы к енской свите по структуре, минералогическому составу и наиболее высокому положению их в разрезе беломорской серии нашего района.

Северо-западнее хут. Половина енские сланцы слагают крыло синклинальной складки, расширяющейся в юго-западном направлении и падающей на юго-восток под углом 40—50°. На севере они подстилаются кандскими гнейсами, а с юга ограничиваются мощной зоной бластомилонитов по кандским гнейсам. Юго-восточнее и юго-западнее хут. Половина известно два обнажения ставролитовых гнейсов, в которых плоскостные структуры круто падают на северо-запад. Судя по геологической карте и элементам залегания, эти гнейсы представляют остатки толщи, стратиграфически перекрывающей кандские гнейсы на юго-востоке; на северо-западе они соприкасаются друг с другом по тектоническому контакту. В целом сланцы и гнейсы данного участка вероятнее всего слагают разорванную сбросами синклинальную структуру северо-восточного направления.

Ставролито-биотитовые и кианито-гранато-биотитовые сланцы, реже гнейсы, являются крупнозернистыми, реже средне- и мелкозернистыми породами ржаво-бурого и зеленовато-серого цвета, с многочисленными гнездами и пластовыми жилками кварца и аплит-пегматита. Эти породы характеризуются сланцеватой, полосчатой и свилеватой текстурой и порфиробластовой структурой, обусловленной присутствием крупных (до 1—2 см) зерен ставролита, кианита или граната в более мелкозернистой лепидогранобластовой массе. Сланцы состоят из кварца (50—60%), биотита (20%), замещающего хлоритом, переменного количества ставролита (5—15%), и кианита (2—5%); олигоклаз № 25 имеет второстепенное значение. Акцессорные минералы представлены рутилом, апатитом и турмалином. В глиноземистых гнейсах содержание олигоклаза достигает 30%.

Гранато-биотитовые, биотитовые и амфиболо-биотитовые гнейсы аналогичны описанным выше.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### Нижняя подгруппа

#### Гимольско-парандовская серия

Породы данной серии обнажаются в районе хут. Половина на площади смежного листа Q-36-XXVIII и в целях увязки положительно выделены на рассматриваемой территории. По материалам С. А. Дюкова и Н. В. Карпинской, собранным летом 1961 г., они представлены мелкозернистыми биотитовыми плагиосланцами, частью гнейсами нижней и амфиболитами средней подсвиты пелозерской свиты. Эти породы слагают замок синклинальной складки, полого погружающейся на юго-запад. Юго-восточное крыло этой складки срезано крутопадающим сбросом северо-восточного направления.

*Нижняя подсвита пелозерской свиты (Pt<sub>1</sub>pb<sub>1</sub><sup>2</sup>).* Мелкозернистые биотитовые плагиосланцы, частью гнейсы представляют собой сильно рассланцованные породы, светло-серого цвета лепидогранобластовой структуры. Главными минералами в них являются плагиоклаз, кварц, в основном, вторичный, и биотит, который в большинстве случаев, замещается мусковитом, реже хлоритом. Второстепенные минералы — эпидот и цоизит, акцессорные — апатит.

*Средняя подсвита пелозерской свиты (Pt<sub>1</sub>pb<sub>2</sub>).* Гранатовые амфиболы представляют собой мелкозернистые, хорошо рассланцованные темного зеленовато-серого цвета породы немагнотранобластовой структуры. Состоят они преимущественно из обыкновенной и актинолитовой роговой обманки и граната; в них присутствуют кварц 10—15%, плагиоклаз и карбонат.

## КАИНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На рассматриваемой территории образования кайнозойской группы, относящиеся к верхнему (Q<sub>3</sub>) и современному (Q<sub>4</sub>) отделам четвертичной системы, распространены повсеместно, но на геологической карте показаны лишь в районах рек Поньгома, Летняя, Мяг-Река и Шуя, где они имеют значительную мощность. К верхнему отделу относятся ледниковые, морские и водноледниковые осадки. Современный отдел представлен морскими, элювиально-делювиальными, аллювиальными, озерными и торфяно-болотными отложениями.

## ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

### Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

Ледниковые отложения представлены основной мореной: на материке — валдайского, а на островах Анзерском и Бол. Муксалме — московского оледенения (по О. Н. Элькин,

Миндлина и др., 1959). Морена абрадирована морской трансгрессией и, вследствие этого, ледниковые отложения характеризуются хорошо выраженной грубой слоистостью. По данным Н. В. Поликарпова и Т. Г. Павловой (1961ф) морена представлена пылеватыми гравелистыми песками серовато-желтого и серого цвета; пески несортированные, обычно мелкозернистые и уплотненные. В них постоянно содержатся включения крупнообломочного материала в количестве 10—40%, редко достигают 70% размером от 10—15 см до 2—3 м. На островах и отдельных выступах коренных пород морена размыта и сохранились лишь валуны. Для более полной характеристики абрадированной морены приводим описание разреза юго-восточной окраины г. Кемь (скв. № 0,4 Поликарпов, 1961ф):

1. Почвенно-растительный слой	0,0—0,40 м
2. Песок мелкозернистый, светло-серый с включениями гравия, гальки и валунов величиной до 25 см в количестве от 8 до 25%. В интервале 1,75—2,10 м — прослой крупнозернистого песка	0,40—2,35 ..
3. Песок крупнозернистый, светло-серый с гравием	2,35—3,05 ..
4. Песок мелкозернистый, в нижней части интервала среднезернистый, пылеватый с гравием (до 8%), галькой (до 25%) и валунами (до 10%)	3,05—4,05 ..
5. Галечники с редким гравием и валунами (до 15%) диаметром 0,6—0,8 м. Заполнителем является мелкозернистый песок в количестве до 30—35%	4,05—5,50 ..
6. Песок мелкозернистый, пылеватый, светло-серый, плотный с гравием (5—8%), галькой (10—25%) и валунами (10—15%). Диаметр валунов 0,3—0,8 м. Отмечаются тонкие прослой супеси и суглинка	5,50—12,50 ..
7. Валун, галька и гравий с мелкозернистым песком	12,50—17,40 ..
8. Суглинок пылеватый, светло-серый с включением угловатокатанных гравия и гальки размером 2—7 см	17,40—18 ..
9. Биотитовый гнейс беломорской серии	18 ..

Абрадированная морена обнажается у западной границы площади листа, прерываясь по долинам рек Кемь и Ниж. Охта. Восточнее она перекрыта морскими глинами и песками, выступающая из-под них в виде «архипелагов» и отдельных «островов», иногда обнажается по долинам рек. В верхней части разреза абрадированная морена обогащена глинистыми частицами; последнее по нашему мнению объясняется тем, что при углублении акватория переотложение морены постепенно сменилось накоплением преимущественно глин. Н. В. Поликарпов (1961ф) и др. предыдущие исследователи основную морену считали неперемытой и по их представлению уровень морской трансгрессии не превышал 60—65 м.

*Морские отложения* представлены в различной степени пылеватыми, плотными, слоистыми глинами голубовато-серого цвета, обнажающимися из-под перекрывающих их водноледниковых отложений. Лучшее всего они изучены по долинам рек Кемь и Шуя. У поверхности, в результате выветривания цвет

глин изменяется до коричневатого-серого и буровато-коричневого. В них присутствуют прослои и линзы мощностью до 1—3 м, редко до 6 м и только западнее с. Шуерецкой достигают 15 м, сложенные песком и супесью. Глины материковой части являются позднеледниковыми, а развитые на островах Соловецких и Бол. Жужмуй относятся О. Н. Элькин (Миндлина и др. 1959) и Э. А. Кальберг к отложениям микулинского межледниковья. Отлагались глины на абрадированной морене или прямо на докембрийских породах в наиболее глубокой части водоема, соответствующей, по данным Н. В. Поликарпова и Т. Г. Павловой (1961ф), современным абсолютным отметкам меньше 60—65 м и охватывающей большую часть площади рассматриваемой территории. У островов, сложенных абрадированной мореной и кристаллическими породами, глины обогащены пылеватыми частицами, песком, гравием, галькой или сменяются песками; здесь же среди них встречаются единичные валуны. Наличие большого количества морской диатомовой флоры, редких пресноводных и пресноводно-солончатых форм в глинах свидетельствуют о накоплении осадков в прибрежной части морского бассейна. Возможно, что при более детальных исследованиях на материке часть валунных песков из числа перекрывающих глины окажется водноледниковыми отложениями.

*Водноледниковые отложения.* К ним относятся залегающие на морских глинах грубослойные пески и, реже встречающиеся, серые глинистые пески. В тех и других почти всегда содержится большое количество остроугольных глыб величиной до 1×3 м и окатанных валунов кристаллических пород, как правило, несколько меньших размеров. Эти отложения залегают на островах Соловецком и Анзерском в виде камов, западнее ст. Шуерецкая и о-ве Бол. Жужмуй они образуют озы; в районе рек Летняя, Поньгома (Кириченко, 1950ф) и других местах слагают зандровые поля.

Водноледниковые отложения материковой части площади островов относятся к послеледниковым; однотипные отложения островов Соловецких и Бол. Жужмуй, О. Н. Элькин (Миндлина и др., 1959) и Э. А. Кальберг связываются с валдайским оледенением.

### Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

*Морские отложения* послеледниковой трансгрессии, достигавшей высоты 20—30 м над уровнем моря (береговой уступ западнее ст. Шуерецкой и береговой вал южнее пос. Поньгома-Речка) представлены глинами, супесями, песками, реже галечниками и валунниками перемытых ледниковых, водноледниковых и морских накоплений верхнего отдела четвертичной системы. *Озерные отложения* по берегам большинства озер образуют пляжи и небольшие косы, сложенные песками, реже

валунами, перекрывающими накопления верхнего отдела (Q<sub>3</sub>). *Элювиально-делювиальные отложения* слагают россыпи неокатанных, угловатых глыб до 1 м<sup>3</sup>, кольцом окружающих обнажения коренных пород и образующих холмы высотой 3—4 м и площадью до 0,6 км<sup>2</sup>. *Аллювиальные отложения* на порогах и перекатах рек представлены валунами, гравием и песками, а на плесах глинистыми песками с растительными остатками. Ими сложены пойменные террасы. *Торфяно-болотные отложения* широко развиты по всей территории листа, но наиболее крупные площади их развития наблюдаются между реками Поньгома и Летняя, к северо-востоку от г. Кемь и в районе ст. Шуерецкая. Торф обычно слабо разложившийся светло- и темно-бурого цвета. Мощность его достигает 2—3 м. В современных условиях продолжается накопление озерных, речных, морских и торфяно-болотных отложений.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На площади описываемого листа интрузивные породы представлены многочисленными различными по величине массивами архейского возраста, состав которых варьирует от ультраосновного, основного и среднего до кислого, а также единичными нижнепротерозойскими небольшими массивами ультрабазитов и жилами гранитных пегматитов.

По представлениям ряда предыдущих исследователей в архее было два тектоно-магматических цикла и, в соответствии с этим, в легенде СЗГУ для карт масштаба 1 : 200 000 интрузивные породы рассматриваются как ранние и поздние архейские. Однако К. А. Шуркин (1960 и др.) считает архейские интрузии образовавшимися в один тектоно-магматический этап.

Авторы записки, предполагая соответствие беломорской серии архейской подгруппе или группе, а слагающих ее толщ нескольким сериям, ставят вопрос не об одном или двух тектоно-магматических циклах, а о ряде их. При этом на рассматриваемой территории в течение первых циклов магматическая активность проявилась, возможно, только в виде поверхностных излияний, внедрения жил, даек и отдельных небольших интрузий. Развитие магматизма здесь имело место только в период последнего архейского цикла, последовавшего после накопления осадков, преобразованных в енисейские гнейсы, и начавшегося внедрением силлов. С апогеем глубинного магматизма связаны последовательно внедрившиеся интрузии пироксенитов, габбро-норитов, диоритов, гранитов и др. пород.

### ПОЗДНИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К группе поздних архейских магматических пород принадлежат интрузии пироксенитов, габбро-норитов, габбро-диабазов, диоритов и гранитов, которые мы рассматриваем как продукты

дифференциации в едином подкоровом очаге, частично внутри магматических камер и, в меньшей мере, гибризма. Формирование интрузий завершилось развитием их жильных дериватов.

По данным абсолютной геохронологии возраст гранитоидных интрузивных пород данного района равен 1860—1930 млн. лет (табл. 2). Эти цифры указывают на их принадлежность к одному тектоно-магматическому циклу. Поскольку близкие цифры 1750—1850 млн. лет получаются и для достоверно более молодых образований, в области карелид, то вопрос принадлежности интрузий к архею решается их конформностью со складчатостью беломорского комплекса. В тех же случаях, когда они обнаруживают явно карельский возраст, приходится допускать их омоложение в протерозойское время (Полканов и Герлинг, 1961).

Пространственно интрузии среднего и кислого состава сконцентрированы в пяти зонах субширотного и северо-восточного направлений, в целом, вытянутых независимо от общей ориентировки складчатой структуры гнейсов данного района, что рассматривается нами как следствие контроля их размещения глубинными разломами фундамента беломорской серии. Диориты приурочены, в основном, к двум северным зонам, а граниты — к трем южным.

#### ГАББРО-НОРИТЫ, ГАББРО-ДИАБАЗЫ, МЕТАДИАБАЗЫ (vA) И ОЛИВИНОВЫЕ ПИРОКСЕНИТЫ (σA) (ДРУЗИТЫ)

Эти породы, названные Е. С. Федоровым, вследствие особенностей структуры, «друзитами», как известно, развиты на всей территории беломорид. Они пользуются довольно широким распространением и на площади листа Q-36-XXIX XXX. Всего на карте отмечено 90 тел друзитов. Большинство из них слагают мелкие овальной формы массивы площадью от десятков до сотен квадратных метров. Они часто группируются в цепочки, которые в своем пространственном распределении подчинены складчатой структуре беломорского комплекса, следуя в каждом конкретном участке простирацию вмещающих пород. Реже встречаются массивы, в распределении которых пока не установлено закономерности. На северном берегу Летнерецкой губы друзиты образуют относительно крупный (1×3 км), вытянутый в широтном направлении вертикально падающий массив, несогласный с залеганием гнейсов. В прибрежной части исследованной территории отмечено несколько даек основных пород, мощностью 1—5 м, которые секут дислоцированные гнейсы беломорской серии, тела основных пород, жилы гранитов и сами в свою очередь секутся гранит-аплитовыми и пегматитовыми жилами.

По вопросу морфологии друзитовых тел существуют различные мнения. Н. Г. Судовиков (1937) считает, что форма тел друзитов образована в условиях дифференциальных движений и гранитизации, вызвавших разрывы и раздвигание (будинаж)

первоначально более крупных дайкообразных или пластообразных тел. Л. А. Косой (1938) и К. А. Шуркин (1956ф), наоборот, придают сравнительно небольшое значение влиянию процессов будинажа на форму этих интрузий, рассматривая их как офиолитоподобные бескорневые тела, разобщенные еще до раскристаллизации в момент синкинематического внедрения магмы. Авторы записки присоединяются к точке зрения Н. Г. Судовикова и допускают, что в некоторых случаях цепочки друзитовых тел представляют будинированные силлы. Массив, расположенный к северу от Летнерецкой губы, возможно является трещинной интрузией. Мелкие изолированные тела друзитов в одних случаях, вероятно, представляют собой части цепочек, не выявленные из-за плохой обнаженности и недостаточной обследованности территории, а в других случаях — возможно, небольшие самостоятельные интрузии, однотипные с Летнерецкой. Их секущий характер свидетельствует, как полагают авторы, о несколько более молодом возрасте по сравнению с согласными телами.

Присутствие в эруптивной брекции на о. Топы (восточная часть Кузовского массива) обломков друзитового габбро размером до 5×2 м, сцементированных гранитом, позволяет предположить, что друзиты, встреченные в массивах гранитов и диоритов (Верхнеолонгский, Восточноподужемский, Североподужемский и Прибрежный), являются тоже ксенолитами. Контакты друзитовых массивов с вмещающими гнейсами, как правило, резкие согласные и, хотя первичные взаимоотношения пород затушеваны в процессе ультраметаморфизма, однако в некоторых случаях устанавливается и первоначальная конформность контактов (в массиве к западу от о. Конева). Отмечаемые иногда в поле секущие контакты отражают первичные соотношения пород, но чаще вторичные, связанные с блокировкой тел основных пород после их кристаллизации. Большинство интрузий сложены габбро-норитами, габбро-диабазами.

Оливиновые пироксениты образуют два небольших массива. Дайки представлены габбро-норитами и метадиабазами. Для всех этих пород характерна своеобразная друзитовая структура (в сочетании с офитовой, габбровой и габбро-офитовой), проявляющаяся в виде келифитовых каемок, на границе зерен оливина или ортопироксена с плагиоклазом в следующем порядке: ромбический пироксен, моноклинный пироксен, амфибол, гранат.

Друзиты имеют, как правило, массивную, изредка трахитондную текстуру, обусловленную плоскопараллельным расположением таблиц плагиоклаза. В контакте с гнейсами они обычно рассланцованы, амфиболлизированы, блокированы с разделением блоков «втекающими» гнейсами. Интенсивной амфиболлизации подвергаются друзиты также в контакте с рассекающими их жилами гранитов, аплитов, пегматитов и жилками плагиоклаз-кварц-карбонатного состава, в зонах рассланцевания и дробления. Некоторые мелкие тела друзитов почти целиком превращены в пиро-

ксен-гранатовые, гранатовые, полевошпатовые и другие амфиболиты. Часто в пределах друзитовых тел отчетливо видна метаморфическая зональность, выражающаяся в том, что центральная часть массива сложена габбро-норитом, переходящим ближе к контакту с гнейсами в массивный пироксен-гранатовый или гранатовый амфиболит, в свою очередь сменяющийся расслаиванным полевошпатовым амфиболитом.

Габбро-нориты представляют собой среднезернистые зеленовато-серого или голубовато-серого цвета породы. Различаются габбро-нориты с гранатом, образующим каемки вокруг цветных минералов, и более свежие разновидности с характерным голубым плагиоклазом, в которых макроскопически гранат не виден, а под микроскопом обнаруживается в количестве единичных зерен. Состоят габбро-нориты из плагиоклаза ряда андезит-лабрадора № 44—64 (30—50%), гиперстена (35—60%), авгита или диопсид-геденбергита (5—20%). Вторичные минералы представлены биотитом, гранатом, обыкновенной роговой обманкой, скаполитом, эпидотом. Акцессорные — сфен, циркон, апатит. Структура габбро-норитов офитовая, габброофитовая, габбровая в сочетании с друзитовой. Ближе к контакту с вмещающими гнейсами и секущими пегматитовыми жилами габбро-нориты превращаются в сланцеватые метагаббро-нориты, не сохраняющие первичных структур, а лишь сильно измененные друзитовые. Для них характерно почти полное замещение ромбического пироксена, преобразования авгита в диопсид, понижение основности плагиоклаза до андезина (№ 30—36) и появление кварца. Непосредственно у контакта метагаббро-нориты переходят в диопсид-гранатовые, гранатовые и полевошпатовые, богатые кварцем, иногда биотитом, амфиболиты. Главными минералами в них являются: обыкновенная роговая обманка, диопсид, олигоклаз-андезин, гранат, кварц, биотит. Второстепенные минералы представлены скаполитом, хлоритом, минералами эпидотцоизитовой группы. Акцессорные — сфен, апатит. Структура амфиболитов гранобластовая, нематогранобластовая.

Габбро-нориты, слагающие дайки, отличаются от вышеописанных друзитов более свежим обликом и тем, что ромбический пироксен в них преобладает. У контактов с гнейсами развит обычно габбро-порфирит с вкрапленниками гиперстена в афанитовой основной массе, которая под микроскопом состоит из плагиоклаза, амфибола, пироксена и эпидота.

Габбро-диабазы темно-зеленовато-серые, мелкозернистые, плотные породы, состоящие из пироксена (ромбического и моноклинного) (10—40%) обыкновенной роговой обманки (20—30%) плагиоклаза (№ 31—35) (20—50%) и граната (5—20%). В отличие от вышеописанных габбро-норитов в них отмечено присутствие серпентина и в некоторых шлифах кальцита, развивающегося по основному плагиоклазу. Структура габбро-диабазов офитовая, бластоофитовая с реликтами диабазовой,

осложненная келифитовыми каймами. Приконтактные изменения в габбро-диабазе те же, что и в габбро-норитах.

Метадиабазы слагают две дайки на островах Рав-Луда и Варбар-Луда. По данным К. А. Шуркина (1956) это мелкозернистые плотные породы с макроскопически видимыми зернами граната, в контактах амфиболизированные.

Оливиновые пироксениты отмечены В. Н. Нумеровой (1939ф) в виде двух изолированных выходов в районе р. Летней. Они состоят из бронзит-гиперстена (75%), авгита (5%), оливина (10%), второстепенных — лабрадора, тремолита, актинолита, серпентина и биотита. Структура породы панидиоморфнозернистая с элементами друзитовой.

#### ГАББРО-ДИОРИТЫ, ДИОРИТЫ, ГРАНОДИОРИТЫ, ПЛАГИОГРАНИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТО-ДИОРИТЫ ( $\sigma_2A$ )

Все эти породы представляют собой петрографические разновидности единого комплекса диоритов. Они слагают массивы площадью от 2 до 30 км<sup>2</sup>, большая часть которых оконтурена по естественным обнажениям с учетом данных аэромагнитной съемки, так как эти породы характеризуются повышенным, по сравнению с гнейсами, магнитным полем. Для пород комплекса диоритов типичны первично-магматические текстуры течения. Преобладающее распространение имеет гнейсовидность, обусловленная выдержанной ориентировкой биотита и амфибола, и полосчатость, выраженная переслаиванием различных пород или обособлением в отдельные полосы цветных и лейкоклазовых минералов. Реже по вытянутости кристаллов плагиоклаза наблюдается трахитоидность.

На поверхностях плоскостных текстур по субпараллельному расположению линзовидных агрегатов цветных минералов заметны линии течения (линейность). В условиях плохой обнаженности рассматриваемой территории выяснение внутреннего строения интрузий этого комплекса и взаимоотношений их с вмещающими породами весьма затруднено. Однако судя по пространственному положению первично-магматических текстур в породах комплекса диоритов и гнейсовидности вмещающих пород, это согласные тела удлиненной или изометричной формы. Несмотря на слабую изученность, данные массивы по генетической классификации А. А. Полканова предположительно можно отнести к первичнопаракристаллическим, однофазным собственно плутонам третьей величины с явлениями течения.

Породы комплекса диоритов слагают десять интрузий, залегающих среди амфиболитов и амфиболовых гнейсов средней толщи. Из этих десяти массивов шесть объединяются Поньгомской зоной, два — Южно-Поньгомской и по одному находится в Кемской и Кузовской. Кроме этих массивов севернее р. Летней на площади развития пород средней толщи встречаются

разрозненные обнажения диоритов, по-видимому, являющиеся мелкими интрузиями или жильными образованиями комплекса диоритов, которые на карте не выделены.

Можно полагать, что диориты являются комагматическими породами с друзитами и гранитами. Доказательством генетической связи диоритов с основными кислыми породами служат следующие факты. В друзитах (массив габбро близ оз. Егут, лист Q-36-XXVIII) Л. А. Кириченко (1950ф) обнаружил участки, сложенные амфиболовыми диоритами, являющимися, по-видимому, дифференциатами габброидной магмы. Это подтверждается Ю. Е. Рыцком (1955ф), который указывает на переслаивание диоритов с габбро-диоритами в массиве Поньгомреченском, и данными К. А. Шуркина (1956ф), наблюдавшим на о. Высокая Луда (юго-восточнее о. Поньгом-Наволоки) постепенный переход кварцевых гиперстеновых диоритов в габбро-диориты и габбро-амфиболиты. Плагииграниты и гранодиориты, встречающиеся в массивах диоритов, представляют, по мнению авторов, связующее звено между этими магматическими породами и плагиио-микроклиновыми гранитами. Ограниченно распространенные кварцевые сиенито-диориты имеют различный генезис. Совместное нахождение их с диоритами (Верхнекумжинский массив) позволяет предположить, что кварцевые сиенито-диориты относятся к субщелочным дифференциатам магмы среднего состава. Аналогичный генезис, по-видимому, имеют кварцевые сиенито-диориты, слагающие самостоятельный массив (Ромбакский).

С другой стороны, кварцевые сиенито-диориты, развитые локально в узких зонах непосредственного контакта гранитов с амфиболитами, являются, по-видимому, гибридными образованиями.

Возрастное положение комплекса диоритов определяется соотношением с окружающими породами. Они прорывают гнейсы и амфиболиты беломорской серии и подвергаются воздействию плагиио-микроклиновых гранитов.

**Поньгомская зона** объединяет расположенные у северной границы площади листа массивы Верхнепоньгомский, Устьегутский, Поньгомреченский, Поньгомский, Безымянный и Поньгом-Наволоцкий (см. рис. 2), которые характеризуются разнообразным составом, варьирующим от габбро-диоритов до гранодиоритов, и отличаются от остальных интрузий диоритов присутствием гиперстеносодержащих разновидностей пород.

**Массив Верхнепоньгомский** находится в районе верхнего течения р. Поньгомы и переходит на площадь смежного листа Q-36-XXIII.

Массив имеет овальную форму; площадь его около 35 км<sup>2</sup>. Он сложен гнейсовидными пироксеновыми диоритами и подчиненными им биотитовыми гранодиоритами, прорванными небольшим линзовидным телом плагиио-микроклиновых гранитов и

маломощными жилами микроклинового пегматита. Судя по вертикальной и крутой ориентировке гнейсовидности, пологому наклону линейности, эрозией вскрыта лишь верхняя часть крутопадающей интрузии.

**Массив Устьегутский** площадью 2—2,5 км<sup>2</sup>, расположенный на правом берегу р. Егут, у впадения ее в р. Поньгому, в плане образует овальной формы тело, вытянутое в субмеридиональном направлении. Представлен он пироксеновыми диоритами, с гнейсовидностью, простирающейся меридионально и крутопадающей на восток.

**Массив Поньгомреченский** площадью 4 км<sup>2</sup>, находится на правом берегу р. Поньгома, юго-восточнее одноименного поселка. Это вытянутое в широтном направлении овальное тело, сложено массивными и полосчатыми диоритами, в которых встречаются редкие прослои габбро-диоритов. Контакты массива с вмещающими амфиболитами средней толщи скрыты под наносами и недоступны для наблюдения, но судя по элементам залегания, диориты образуют согласное тело, приуроченное к ядру антиклинальной складки. Полосчатость диоритов простирается на северо-запад 315° и падает на юго-запад под углом 40°. В северо-восточном контакте диориты и вмещающие их амфиболиты прорваны плагиио-микроклиновыми гранитами.

**Массив Поньгомский** расположен восточнее свх. Поньгома, имеет в плане удлиненную в северо-восточном направлении линзовидную форму. Площадь его 2 км<sup>2</sup>; он залегает среди амфиболитов средней толщи. Породы, слагающие этот массив, представлены лейкократовыми амфиболо-диопсидовыми диоритами гнейсовидной текстуры; гнейсовидность имеет простирание северо-восточное 30° и падение вертикальное. Наблюдающиеся по ориентировке цветных минералов линии течения погружаются на северо-восток 60° под углом 45°.

**Массив Безымянный** находится на берегу Белого моря, западнее о. Хед-Остров. Он образует линзовидное тело площадью 1,5 км<sup>2</sup>, вытянутое в северо-восточном направлении, сложенное гранодиоритами и диоритами гнейсовидной текстуры. Простирание гнейсовидности северо-восточное 10°, падение вертикальное.

**Массив Поньгом-Наволоцкий**, слагающий о. Поньгом-Наволоки и прилегающие к нему острова, изучался рядом исследователей, по-разному трактовавшими его формирование. По представлениям А. А. Косого (1936ф) массив образовался в единый цикл магматизма, представленный комагматическим рядом пород от габбро-диоритов, сохранившихся в виде реликтов, до гиперстеновых диоритов. Другой точки зрения придерживается Н. Г. Судовиков (1937, 1939), считающий гранодиориты и диориты метасоматическими, образовавшимися на месте за счет более древних основных пород. В последующие этапы гранитизации и анатексиса возникли различного состава породы до



микроклиновых гранитов, чарнокитов и жил анатектитов. К. А. Шуркин (1956ф) относит породы массива Поньгом-Наволока к наиболее кислым дериватам раннеорогенных архейских интрузий, что доказывалось более древним возрастом их по сравнению с плагио-микроклиновыми гранитами, генетической связью диоритов с габбро, проявляющимся здесь как дифференциаты единой магмы, содержанием в них типоморфного для всех раннеорогенных интрузий гиперстена и общими петрохимическими особенностями.

По данным К. А. Шуркина (1956ф), уточненным им же и В. И. Ивановым в последующие годы, Поньгом-Наволоцкая интрузия сложена в краевой зоне гранатсодержащими диоритами, гранодиоритами и плагиогранитами. Местами в диоритах наблюдается трахитоидность и гнейсовидность, северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток под углом  $70-80^\circ$ , редко  $50^\circ$ . Центральная часть массива представлена среднезернистыми гиперстенсодержащими кварцевыми диоритами, частью гранодиоритами. Контакты интрузии с вмещающими породами скрыты под уровнем моря и доступны для наблюдения лишь на небольших участках. Так, на севере имеется контакт с гнейсами и амфиболитами, прорванными многочисленными жилами диоритов и диоритовых пегматитов. В восточной, по-видимому, приконтактной части массива вмещающие породы сохранились в виде обломков эруптивной брекчии и пластообразных ксенолитов немигматизированных амфиболитов. Последние представляют собой тонкослоистые, тонкозернистые роговиковоподобные, возможно метаморфизованные вулканогенные породы типа туфов и туффитов, в которые внедрялись диориты. В зоне западного тектонического контакта вмещающие интрузию милонитизированные биотит-амфиболовые гнейсы содержат отторгнутые от нее обломки и глыбы диоритов.

Магматическое происхождение диоритов и генетическая связь их с комплексом друзитов доказываются наличием эруптивной брекчии, жил диоритов во вмещающих породах и, как упоминалось, постепенными переходами кварцевых гиперстенсодержащих диоритов в габбро-диориты и габбро-амфиболиты на о. Высокая Луда.

**В Южнопоньгомской зоне** расположены Верхнеберезовский и Верхнекумжинский массивы диоритов и сиенито-диоритов.

**Массив Верхнеберезовский** расположен в верховьях р. Березовки, обнажен очень плохо и контуры его установлены на основании данных аэромагнитной съемки. Слагающие его массивные амфиболовые диориты, по-видимому, образуют ориентированное в северо-восточном направлении линзовидное тело площадью около  $17 \text{ км}^2$ .

**Массив Верхнекумжинский** находится на простирании Верхнеберезовской интрузии, в верхнем течении р. Кумжи. Он сложен амфиболовыми диоритами и кварцевыми сиенито-диори-

тами. Крупнозернистые разновидности этих пород приурочены к центральным частям массива, а мелко- и среднезернистые к периферическим. Площадь его  $6,5 \text{ км}^2$ .

**Массив Прибрежный**, относящийся к Кемской зоне, расположен севернее г. Рабочеостровска. Он залегает среди амфиболитов средней толщи в виде согласного линзовидного тела площадью  $6 \text{ км}^2$ , вытянутого в северо-восточном направлении. Массив сложен однородными, иногда трахитоидными, местами полосчатыми гнейсо-диоритами. В северо-восточной части гнейсовидность имеет простирание северо-восточное  $40^\circ$ , в юго-западной — субмеридиональное с преобладающим направлением падения на северо-запад под углами, близкими к вертикальным. Линейность по цветным минералам погружается на юго-запад  $230-240^\circ$  под углом  $40^\circ$ . В массиве наблюдается ксенолит среднезернистого друзитового габбро размером до  $5 \times 7 \text{ м}$ . Гнейсо-диориты местами пронизаны пластовыми, реже секущими жилами гранит-аплита, гранодиорита и среднезернистого пегматита.

**Массив Ромбакский** находится в пределах Кузовской зоны на островах Северный и Южный Ромбак. Предположительно он имеет линзовидную форму, вытянутую в северо-западном направлении, и залегает согласно с вмещающими гнейсами средней толщи, которые обнажаются на смежных островах. Площадь его около  $8 \text{ км}^2$ . Он сложен своеобразными мезократовыми крупно- и среднезернистыми кварцевыми сиенито-диоритами гнейсовидной и трахитоидной текстуры. Последние простираются в направлении северо-запада  $310-340^\circ$ , падают на северо-восток под углом от  $70^\circ$  до вертикального. На о. Северный Ромбак встречен ксенолит мелкозернистого биотитового гнейса размером  $7 \times 15 \text{ см}$ .

В интрузии наблюдаются связанные с ней согласные и секущие в направлении северо-востока  $40^\circ$  жилы, состав которых варьирует от кварцевых сиенито-диоритов до граносиенитов. В результате подвижек, происходивших вдоль плоскостей гнейсовидности и трахитоидности, породы массива местами превращены в бластомилониты, образующие полосы шириной до  $0,2 \text{ м}$ . Вдоль этих зон наблюдаются смещения жил примерно на  $0,5 \text{ м}$ . Позднее породы, слагающие массив, были рассечены многочисленными жилами плагиомикроклинового и микроклинового пегматита с дымчатым кварцем и незначительным количеством биотита. Эти жилы имеют резкие прямолинейные контакты и значительную протяженность. Возраст их неясен, поскольку в Кузовской интрузии, расположенной несколько южнее островов Северный и Южный Ромбак, известны пегматиты как архейского, так и протерозойского возраста.

Ввиду петрографического сходства, породы, слагающие разные массивы, описываются совместно.

Диориты представлены гиперстен-диопсидовыми, диопсид-амфиболовыми разновидностями, иногда содержащими до 20%

кварца (кварцевые диориты). Все они имеют серую окраску, средне- и крупнозернистую массивную, реже гнейсовидную текстуру и характеризуются гипидиоморфнозернистой или гранобластовой структурами. Они состоят из андезина № 30—37, часто зонального (50—70%), небольшого количества микроклина (5%), иногда кварца (до 10%), цветных минералов в количестве, не превышающем 15—35%, представленных гиперстеном, диопсидом, авгитом, обыкновенной роговой обманкой и биотитом. Второстепенными минералами являются кальцит, магнетит, гранат, местами образующий каймы вокруг цветных минералов, акцессорными — сфен, апатит, ортит и циркон. Связанные с диоритами габбро-диориты являются более меланократовыми породами, в составе которых цветные минералы (диопсид и амфибол) составляют более 40%.

Гнейсо-диориты отличаются от диоритов более лейкократовым обликом и отчетливой гнейсовидной текстурой.

Гранодиориты представлены гиперстен-диопсидовыми, диопсидамфиболовыми, биотит-амфиболовыми и амфибол-биотитовыми разновидностями. Они характеризуются лейкократовым обликом, обусловленным присутствием цветных минералов в количестве не более 10—15%, темно-серым цветом с сиреневатым оттенком. Это гнейсовидные, реже массивные породы с равномернозернистым, иногда порфиroidным сложением и гранобластовой, участками гипидиоморфнозернистой структурами. Главными породообразующими минералами в гиперстен-диопсидовых гранодиоритах являются андезин № 30 (65%), кварц (15—20%), ортоклаз (до 10%) в виде самостоятельных зерен и антипертитовых вростков в плагиоклазе, иногда микроклин (до 5%), диопсид и гиперстен, в сумме составляющие около 10%. Второстепенными минералами являются магнетит и гранат, вторичными — биотит, обыкновенная роговая обманка и акцессорными — апатит и циркон. Диопсид-амфиболовые гранодиориты отличаются от гиперстен-диопсидовых отсутствием гиперстена. Биотит-амфиболовые и амфибол-биотитовые гранодиориты характеризуются неравномернозернистым сложением, гнейсовидной, реже массивной текстурой и гранобластовой с реликтами гипидиоморфнозернистой структурой. В составе их кроме андезина № 30, ортоклаза, реже микроклина, кварца, варьирующего количества биотита и обыкновенной роговой обманки постоянно присутствует гранат. Акцессорными минералами являются апатит, сфен и циркон. При понижении основности плагиоклаза до № 25 и увеличении количества кварца гранодиориты переходят в плагио-граниты.

Кварцевые сиенито-диориты Верхнекумжинского массива представляют светло-серые массивные породы гипидиоморфнозернистой структуры, обусловленной идиоморфным развитием плагиоклаза относительно кварца и микроклина. Глав-

ными породообразующими минералами являются плагиоклаз № 35 (30%), микроклин-пертит (20—25%), биотит, амфибол; второстепенными — гранат (5—8%), кварц (5%), магнетит, диопсид; акцессорными — сфен, апатит. Кварцевые сиенито-диориты, развитые на островах Южный и Сев. Ромбак, а также в узких зонах северных контактов Шуёостровской и Североподужемской интрузий гранитов петрографически отличаются от Верхнекумжинских. Макроскопически это породы розовато-серого цвета, массивные, реже трахитоидные или гнейсовидные от крупно до мелкозернистого, участками порфиroidного сложения. Цветные минералы составляют не более 15—20% объема породы. Они характеризуются гипидиоморфнозернистой, местами порфиroidной структурой, обусловленной отчетливым идиоморфизмом плагиоклаза, иногда образующим крупные вкрапленники размером до 1 см в длину, среди более мелкозернистой массы, состоящей из калиевого полевого шпата, плагиоклаза, кварца и цветных минералов. Главными породообразующими минералами являются нерешетчатый калиевый полевой шпат (40%), зональный олигоклаз — андезин № 25—30 (20%), кварц (10—15%), обыкновенная роговая обманка, биотит, иногда диопсид. Второстепенные минералы представлены гранатом, магнетитом, а акцессорные — сфеном, цирконом апатитом. От кварцевых сиенито-диоритов Верхнекумжинского массива эти породы отличаются: 1) содержанием нерешетчатого калиевого полевого шпата с веретенообразными пертитовыми вростками альбита; 2) наблюдающейся местами отчетливо выраженной резорбцией калиевым полевым шпатом плагиоклаза по краям зерен и вдоль плоскостей спайности. Местами плагиоклаз почти нацело замещен и сохраняется лишь в виде имеющих одинаковую оптическую ориентировку реликтов, включенных в крупном зерне калиевого полевого шпата; 3) присутствием граната в виде мелких зерен, местами образующих неясные каймы вокруг цветных минералов, главным образом, амфибола.

Жильные дериваты интрузий комплекса диоритов, вероятно, в силу различной степени изученности, отмечается только в наиболее хорошо обнаженных массивах Поньгом-Наволоцком, Прибрежном и Ромбакском. Она представлена дайками диопсид-гранатовых, гранатовых и плагио-клазовых амфиболитов, диопсид-гранатового метагаббро, жилами диорита, гранодиорита, диорит-пегматита, кварцевого сиенито-диорита, граносиенита и гранит-аплита. Условно к данной группе отнесена дайка диабазового метапорфирита.

Дайки амфиболитов и диопсидо-гранатовых метагаббро мощностью 0,5—1,5 м, секущие в разных направлениях диориты и гранодиориты о. Поньгом-Наволоцком, отмечались Л. А. Косым (1936ф), Н. Г. Судовиковым (1939), К. А. Шуркиным (1956ф) и летом 1960 г. авторами записки. К. А. Шуркин считает их лампрофировой фацией диоритов.

Амфиболиты представляют собой мелкозернистые, плотные породы пятнистого строения, обусловленного скоплениями мельчайших зерен граната. Состоят они из обыкновенной роговой обманки (35—45%), резко зонального плагиоклаза (30—40%), диопсида (5—15%), редко гиперстена (до 5%), граната (5—15%). Из второстепенных минералов в различных количествах присутствуют кварц, биотит, магнетит. Аксессуары — апатит, рутил. Диопсидо-гранатовые метагаббро отличаются от амфиболитов наличием реликтовых структур — габброфитовой и офитовой.

Дайка диабазового метапорфирита мощностью 20—25 м сечет гиперстеновые гранодиориты и тонкополосчатые амфиболиты о. Поньгом-Наволоок. По мнению К. А. Шуркина (1956ф) она является позднеорогенной, т. е. более молодой, чем синорогенные (позднеархейские по легенде, принятой в данной записке) граниты о. Поньгом-Наволоок. Поскольку она моложе всех развитых в районе пород, ее можно было бы считать нижепротерозойской. Однако, наличие в ней значительного количества граната, нехарактерного для нижепротерозойских даек, позволяет условно рассматривать ее в архейской группе. По внешнему облику диабазовый метапорфирит представляет собой мелкозернистую, плотную, почти черного цвета породу, в которой под микроскопом обнаруживается неравномернозернистое сложение: удлиненные таблицы плагиоклаза № 31—40 и реже единичные призмочки диопсида значительно большего размера, чем основная масса. Из второстепенных минералов присутствуют гранат, биотит и кварц. Аксессуары — апатит, сфен.

Жилы граносиенита мощностью от 0,05 до 0,7 м встречаются среди кварцевых сиенито-диоритов на о. Южный Ромбак. Залегают они согласно с трахитоидностью вмещающих пород и отличаются от последних более мелкозернистым сложением, массивной текстурой и гранобластовой структурой. Состоят граносиениты из пертитового калиевого полевого шпата (80—85%), олигоклаза № 25 (5%), обыкновенной роговой обманки (2—3%) и кварца — до 10—15%. Из второстепенных минералов имеются гранат, диопсид, эпидот, рудный минерал и аксессуарный-apatит.

Жилы кварцевых сиенито-диоритов в Ромбакской интрузии. Они отличаются от жильных граносиенитов порфировидной структурой, обусловленной присутствием таблиц зонального плагиоклаза № 35 размером 3—4 мм среди более мелкозернистой массы, состоящей из калиевого полевого шпата пертитового строения (80%), кварца (10%), плагиоклаза № 25 (5%), обыкновенной роговой обманки (2%), реликтов диопсида, небольшого количества граната и магнетита.

Жилы гранит-аплита мощностью несколько сантиметров секут тонкополосчатые амфиболиты, диориты, гранодиориты и лампрофировые жилы о. Поньгом-Наволоок. По внешнему облику это светло-серые и розовато-серые, мелкозернистые

породы, состоящие из альбит-олигоклаза № 15—20 (60%), калиевого полевого шпата (20%), кварца (20%), небольшого количества биотита и граната. Из аксессуарных минералов имеются апатит и рудный минерал.

Жилы диорит-пегматитов секут гнейсы и амфиболиты в северном контакте Поньгом-Наволоокского массива. Это маломощные зеленовато-серые, крупнозернистые породы массивной текстуры, в которых кристаллы плагиоклаза достигают 20 см в поперечнике.

Жильные диориты и гранодиориты отличаются от одноименных пород, слагающих массивы, более лейкократовым обликом и мелкозернистым сложением.

### ПЛАГИО-МИКРОКЛИНОВЫЕ ГРАНИТЫ, ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ, ГРАНОДИОРИТЫ ( $\gamma_2A$ )

Эти породы слагают интрузии площадью от 1 до 330 км<sup>2</sup>. Как правило, в них присутствует обильная вкрапленность магнетита, в связи с чем они, по-видимому, и характеризуются значительными магнитными аномалиями. Намечается приуроченность массивов гранитов к зонам субширотного и северо-восточного простирания — Кемской, Кузовской, Шуерецкой и Поньгомской. Кроме того мелкие тела гранитов отмечаются в зонах, тяготеющих к разломам, обрамляют крупные массивы, а также встречаются среди биотитовых гнейсов различных толщ беломорской серии. Эти мелкие разрозненные выходы гранитов в подавляющем большинстве случаев показаны на геологической карте условным знаком интенсивной мигматизации. Формирование массивов завершилось образованием жильных дифференциатов, представленных мелкозернистыми гранитами, аплитовыми, пегматитовыми, кварц-полевошпатовыми, плагиоклаз-кварц-карбонатными и кварцевыми жилами, которые распространены и за пределами массивов.

Центральные части крупных массивов сложены наиболее однородными гранитами гнейсовидной, местами массивной текстуры, а внешние гнейсо-гранитами. Вмещающие гнейсы в экзоконтактах изменены в гранито-гнейсы и инъекционные гнейсы. Гнейсовидная ориентировка кристаллов или агрегатов биотита, асфидола, реже субидиморфных зерен полевых шпатов, а также чередованием лейкократовых и обогащенных цветными минералами полос. На плоскостях гнейсовидной и полосчатой текстур наблюдается субпараллельное удлинение агрегатов цветных минералов, представляющих собой, по мнению авторов, линии течения. Эти плоскостные и линейная текстуры отражают строение массивов и, поэтому рассматриваются нами как первично магматические. Однако, наличие в жилах, секущих граниты, сквозных текстур и пластичная деформация этих жил

указывают на несомненное, надо полагать, незначительное преобразование первичной гнейсовидности и полосчатости, поскольку жилы сохранили первоначальную параллельность контактов. Процессы метаморфизма, обусловившие деформацию гранитов и их жильной фации, а также видоизменение гранитной структуры в гранобластовую, происходили после сформирования массивов, но до внедрения микроклиновых пегматитов с абсолютным возрастом 1670 млн. лет.

Вопрос о генезисе данных гранитов является дискуссионным. Наличие в гранитах участков темных мигматитов, в которых сохраняются реликты гнейсовых текстур и резкое преобладание метаморфических структур с явлениями коррозии, а также петрографическая тождественность гранитов и гнейсо-гранитов с окружающими мигматизированными гнейсами позволяет Н. Г. Судовикову считать эти граниты метасоматическими, а К. А. Шуркин именуется подобные породы анатектит-гранитами, доказывая, что они возникли в результате кристаллизации палингенной магмы и затем подверглись частичной перекристаллизации и аутометасоматозу. Однако распределение крупных гранитных массивов по определенным зонам, частичное срезание ими беломорской складчатой структуры и завершение формирования гранитов жильными дериватами, приводит авторов записки к выводу о их интрузивном происхождении. Что касается мелких массивов, показанных на карте, как участки интенсивной мигматизации, то они являются, главным образом, метаморфическими и связаны с процессами гранитизации гнейсов в условиях ультраметаморфизма. Массивы гранитов, несмотря на слабую изученность и некоторую метаморфизованность, по генетической классификации А. А. Полканова можно отнести к первично-паракристаллическим, простым однофазным собственнoplутонам третьей величины с явлениями течения\*.

Стратиграфическое положение отдельных интрузий является дискуссионным. В. М. Тимофеев (1935) сравнивает подужемские и кузовские граниты, с посткалевийскими гранитами Финляндии. По Н. Г. Судовикову (1946) Мягрекский и Кузовской массивы являются верхнеархейскими, а подужемские — протерозойскими. К последним отнесены им и жильные порфирированные граниты о-ва Варбар-Луда, которые К. А. Шуркин (1956ф) считает архейскими метасоматическими породами. Н. А. Островская

\* Заключение авторов о генетическом типе этих массивов, их аллохтонном интрузивном происхождении является преждевременным, так как основывается на недостаточно детальном структурном их изучении, не сопровождающемся петротектоническими и петрологическими исследованиями, как это требует классификация А. А. Полканова. То же можно сказать и о приведенных ниже при описании отдельных массивов указанных авторов о направлении движения гранитной магмы, основанных на ориентировке плоскопараллельных и линейных текстур, первично-магматическая природа которых остается пока дискуссионной. *Прим. ред.*

(1952ф) и по ее данным Н. А. Волотовская (1960), В. С. Смирнова (1961ф) выделяют граниты архейские и протерозойские по петрографическим признакам. О возможно протерозойском возрасте некоторых гранитов нашего района эти авторы говорят на основании наличия жил кварц-полевошпатового состава, секущих нижнепротерозойские породы в прилегающем с запада районе. Кроме того доказательством протерозойского возраста данных гранитов, по мнению некоторых исследователей, являются также присутствие в тяжелой фракции магнетита и небольшого количества флюорита, молибденита, реже моначита и топаза (?), встречающихся в молодых карельских гранитах. По нашему мнению, эти минералы характерны вообще для гранитов, а не для одной из их возрастных групп. Основываясь на их одинаковых текстурно-структурных особенностях, тождественности состава тяжелой фракции и, наконец, на данных абсолютной геохронологии (см. табл. 2), авторы записки считают все граниты, развитые на площади листа Q-36-XXIX, XXX, разновозрастными.

Таблица 2

Абсолютный возраст гранитов (К — Аг метод, определения Э. К. Герлинга)

№ обр. кола. авторов	№ определ. по журналу лаборатории докембрия	Название породы	Местонахождение	Абсолютный возраст в млн. лет по биотиту
47	212*	Амфиболо-биотитовый гранит	о. Русский Кузов (к востоку от р. Кемь)	1930
		Биотито-роговообманковый гранит	о. Поньгом-Наволоч (Поньгомский залив)	1900 1890
	244*	Биотито-роговообманковый гнейсо-гранит	Подужемский порог на р. Кемь	1890 1860

\* Из работы К. А. Шуркина (1960)

Приведенные в таблице цифры позволяют отнести эти граниты согласно геохронологической шкалы А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961) к верхнеархейским интрузиям, частично омоложенным, очевидно, в связи с карельским метаморфизмом.

**Кемская зона** представлена несколькими массивами гранитов различной величины. Наиболее крупные из них названы нами Верхнеолонгским, Восточноподужемским, Западноподужемским, Североподужемским, сюда же относится ранее рассмотренный Прибрежный массив диоритов (см. рис. 2). Верхнеолонгский и Подужемские массивы залегают среди биотитовых (кандских) гнейсов, а все остальные интрузии этой зоны в амфиболитах средней толщи.

**Массив Верхнеолонгский** расположен в верховьях рек Олонги и Мяг-реки, образует в плане слабо изогнутое к юго-востоку линзовидное тело северо-восточного простирания, площадью  $25 \text{ км}^2$ . Он сложен амфиболо-биотитовыми гнейсо-гранитами и гранитами с северо-восточным направлением гнейсовидности, постепенно сменяющимся в юго-западной части на субширотное. В целом массив представляет собой крутопадающее в северо-западном направлении ( $\angle 50\text{—}60^\circ$ ) тело. Линейная ориентировка цветных минералов указывает на движение магмы с северо-запада на юго-восток.

В массиве встречаются изолированные обнажения полосчатых биотитовых гнейсов, габбро-поритов (друзитов), являющиеся, по-видимому, ксенолитами более древних пород, и участки теневых мигматитов.

**Массив Восточноподужемский** площадью  $19 \text{ км}^2$ , находится на правом берегу р. Кемь юго-восточнее с. Подужемья. Он удлинен в северо-восточном направлении и ограничен на северо-востоке и северо-западе разломами. Слагающие массив породы представлены, в основном, средне- и крупнозернистыми биотитовыми и амфиболобиотитовыми гнейсо-гранитами, реже гранитами массивного сложения. Гнейсовидность имеет северо-восточное простирание, согласное с общим удлинением тела. Судя по ориентировке падения плоскостных текстур, это интрузия крутопадающая на юго-восток под углом  $75\text{—}85^\circ$ . На основании наклона линий течения можно сделать заключение о внедрении магмы в полость с юго-запада под углом  $25\text{—}45^\circ$ . Вмещающими породами являются кандские биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы и только в северо-восточной части массива устанавливается тектонический контакт гранитов с амфиболитами средней толщи и глиноземистыми шуерецкими гнейсами. Вдоль этого разлома наблюдается милонитизация гранитов и вмещающих их пород. В пределах массива встречаются единичные ксенолиты биотитовых гнейсов и габбро (друзитов).

**Массив Западноподужемский** расположен юго-западнее с. Подужемья, в районе устья р. Охты и низовья р. Левис. Он имеет форму слабо вытянутого эллипса площадью  $17 \text{ км}^2$ , ориентированного в северо-восточном направлении, согласно с простиранием всей Кемской зоны интрузий. Массив сложен розовыми и красными средне- и крупнозернистыми, иногда пегматондными порфирированными гнейсо-гранитами, гранитами, реже гранодиоритами, которые характеризуются гнейсовидной текстурой северо-восточного простирания с крутым падением на юго-восток под углом  $75\text{—}85^\circ$ . Ориентировка линий течения указывает на заполнение камеры магмой с юго-запада под углом  $30\text{—}40^\circ$ . Более меланократовые разновидности пород, с содержанием цветных минералов до 20%, приурочены к краевым частям интрузии. В зоне юго-восточного тектонического контакта и раз-

лома, проходящего внутри массива, породы интенсивно рассланцованы и местами превращены в бластомилониты. Характерной особенностью пород данного массива является значительное содержание магнетита в виде мелкой рассеянной вкрапленности и единичных кристаллов, размером до  $3\text{—}4 \text{ см}$  в поперечнике.

**Массив Североподужемский** расположен севернее р. Кемь между населенными пунктами Шестой километр и Подужемье, образует неправильной формы тело, вытянутое в северо-восточном направлении, площадью  $28 \text{ км}^2$ . Сложен он средне- и крупнозернистыми биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсо-гранитами, среди которых встречаются единичные ксенолиты биотитовых гнейсов и друзитового габбро. Преобладающим простиранием гнейсовидности является северо-восточное, которое постепенно меняется в северо-восточной части массива до субширотного, т. е. повторяет его контур. Юго-восточный контакт массива тектонический, здесь интрузия срезана разломом северо-восточного простирания. Наклоны плоскостных текстур в направлении контактов указывают на некоторое расширение массива на глубине. Судя по ориентировке линий течения, магма поступала в камеру с юго-запада под углом  $30\text{—}40^\circ$ . Более пологое падение линий течения внутри массива и изменение наклона плоскостных текстур отражают детали его строения. В северном контакте массива наблюдаются кварцевые сиенито-диориты, возникшие, по-видимому, вследствие ассимиляции гранитами вмещающих их амфиболитов.

**Кузовская зона интрузий**, имеющая северо-восточное простирание, включает Мягрецкий, Кузовской и два небольших безымянных массива гранитов, а также вышеописанную Ромбакскую интрузию кварцевых сиенито-диоритов.

**Массив Мягрецкий** расположен в среднем течении р. Мяг-Реки, имеет в плане изометричную форму и площадь  $33 \text{ км}^2$ . Он залегает в ядре антиклинальной структуры, сложенной породами нижней толщи, с которой граниты образуют нормальный интрузивный контакт. На северо-западе вдоль тектонического контакта, обусловленного разломом северо-восточного простирания, породы массива контактируют с амфиболитами средней толщи и биотитовыми кандскими гнейсами. Интрузия сложена равномернозернистыми, чаще мелкозернистыми, аплитовидными гранитами, биотитовыми гранитами и гнейсо-гранитами гнейсовидной или массивной текстуры. Среди них различаются плагио-микроклиновые, реже микроклин-плагиоклазовые разновидности. Изометричная форма, наклоны плоскостных текстур под вмещающие породы и пологие падения линейной текстуры в юго-западной части на юго-запад, а в северо-восточной части на северо-восток, позволяют сделать вывод о том, что массив представляет собой куполовидное тело.

**Кузовской массив**, расположенный на широте Кемской губы, большей частью вскрыт под уровнем моря. Его контуры в зна-

чительной мере условны. Породы, слагающие западную часть массива площадью 190 км<sup>2</sup>, обнажаются на лудах и мелких островах, группирующихся вокруг островов Русский Кузов, Сев. Коловар и Южн. Кильяк. К этой интрузии условно отнесены граниты о. Топы. Если все эти выходы принадлежат к одной интрузии, то в плане она представляет овальной формы тело, вытянутое в северо-восточном направлении, общей площадью около 330 км<sup>2</sup>.

Массив находится в пределах Кузовского антиклинория и залегает среди сильно мигматизированных биотитовых гнейсов нижней толщи только в юго-западной части вмещающими его породами являются амфибол-биотитовые гнейсы и гранатовые амфиболиты средней толщи. Он сложен средне- и крупнозернистыми гнейсо-гранитами и гранитами розового, розовато-красного или розовато-серого цвета. Преимущественным развитием пользуются однородные граниты гнейсовой текстуры, реже встречаются массивные, порфирированные и пегматоидные разновидности с обособлениями пегматита размером 0,2×0,5 м. Периферические части массива представлены более меланократовыми разновидностями гнейсо-гранитов, в которых цветные компоненты сконцентрированы в линзы и полосы мощностью 3—5 см. Кроме этого, здесь наблюдается грубая расслоенность, обусловленная чередованием полос лейкократового и более меланократового состава. В краевой зоне массива, на островах Сев. Коловар и Топы, встречаются ксенолиты вмещающих пород размером от 0,05×0,1 м до 1,5×3,0 м, сложенные мелкозернистыми биотитовыми, гранато-амфиболо-биотитовыми гнейсами, амфиболитами и друзитами (габбро). Плоскостные текстуры ориентированы согласно контурам интрузии.

Обращает внимание пологое падение гнейсовидности пород в западном, северном и восточном контактах во внешнюю сторону, а в южном контакте внутрь массива. Это указывает на северо-западное падение. В центральной части, судя по ориентировке плоскостных текстур в разных направлениях, массив имеет полого-волнистое строение. Судя по общему наклону линий течения, магма поступала в камеру с северо-востока.

Среди гранитов залегают невыделенные на карте пластовые тела диопсидо-гранатовых и полевошпатовых амфиболитов, занимающие неясное положение. Мощность их от 0,2 до 2—3 м, протяженность достигает 100 м. Скорее всего они являются крупными ксенолитами или остатками кровли. Наиболее мощные пласты амфиболитов имеют резкие прямолинейные и параллельные контакты с вмещающими гнейсо-гранитами, а мелкие тела образуют постепенно выклинивающиеся линзы. Местами они будинированы, разорваны короткими сбросами, образуют флексуобразные изгибы. На некоторых участках наблюдаются постепенные переходы, между амфиболитами и гранитами.

обусловленные обогащением гранитов в приконтактных зонах цветными минералами и появлением порфиробласт микроклина в амфиболитах. Соотношения рассматриваемых амфиболитов с жильной фацией гранитов не установлены, но, по-видимому, они являются архейскими.

По различно ориентированным трещинам отдельности интрузия пересекается жилами мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов, связанными с последней стадией формирования ее и позднее деформированными. Кроме того, в ней имеются плагно-микроклиновые пегматиты, выполняющие прямолинейные трещины и по данным абсолютной геохронологии являющиеся протерозойскими (1670 млн. лет), тогда как сама интрузия имеет возраст 1930 млн. лет.

Южнее устья р. Мяг-Реки находятся участки интенсивной мигматизации пород беломорской серии и два небольших массива гранитов, по составу и текстуре аналогичных кузовским. Эти небольшие массивы гранитов и зоны интенсивной мигматизации, возможно, указывают на общность магматического очага Кузовской магматической зоны.

**Шуйостровская зона интрузий** объединяет массивы — Шуйостровский и Нохкалудинский.

**Массив Шуйостровский** площадью 5 км<sup>2</sup> расположен в северо-восточной части о. Шуй-Остров. Это линзовидной формы тело, ориентированное на северо-восток, залегающее среди шурецких гранато-биотитовых гнейсов. Массив сложен гнейсо-гранитами розового и красного цвета, средне- и крупнозернистого местами порфирированного сложения, характеризующимися простираем гнейсовидности от северо-востока 40° до меридионального. Реже встречаются массивные разновидности. Судя по наклону плоскостных текстур и линий течения, ориентированных на север под углом 60°, это вертикальнопадающее тело, в котором заполнение камеры магмой происходило с севера. В северной части интрузии, где граниты контактируют с амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами, образующими маломощные прослои в гранато-биотитовых гнейсах, в зоне непосредственного контакта наблюдаются кварцевые сиенито-диориты, которые возникли, по-видимому, в результате процессов ассимиляции.

**Массив Нохкалудинский** расположен в районе оз. Нохка-Луда. Предположительно он представляет собой линзовидное тело субширотного простираения, площадью 25 км<sup>2</sup>, сложенное биотит-амфиболовыми гнейсо-гранитами, аналогичными кузовским. Гнейсовидность горизонтальна в западной части интрузии, полого падает на северо-запад (под углом 20°) в центральной и на север (под углом 50°) в восточной ее частях. Пологий наклон и горизонтальное залегание плоскостных текстур позволяет сделать вывод, что это пологопадающее на север тело, имеющее

волнистую поверхность. Линейная ориентировка цветных минералов указывает на движение магмы с севера.

Гнейсо-граниты и граниты во всех указанных массивах характеризуются розовым, розовато-красным и розовато-серым цветом средне- или крупнозернистым, реже мелкозернистым и порфириновидным сложением. Порфириновидные кристаллы образуют таблицы размером до  $1 \times 3$  см. Текстура отчетливо гнейсовидная, полосчатая, редко массивная. Структура пород гранобластовая с реликтами гранитной, обусловлена некоторым идиоморфизмом плагиоклаза относительно микроклина и кварца. Главными породообразующими минералами являются микроклин (20—50%), плагиоклаз № 20—30 (10—20%), кварц (30%), биотит (2—20%) и амфибол (1—20%). По данным Н. А. Волотовой (1932ф) амфибол гранитов о. Русский Кузов характеризуется плеохроизмом от сине-зеленого по Ng до зеленого по 2Np, 2v от  $-28^\circ$  до  $-36^\circ$ , cNg 12—17 и Ng—Np 0,009—0,012. Полученные нами константы амфибола в гранитах Североподужемского и Кузовского массивов следующие: cNg = 13—15°, 2v колеблется в пределах 50—52°, плеохроизм от зеленого с синеватым оттенком по Ng до светло-зеленого по Np. По сравнению с обыкновенной роговой обманкой он имеет меньший угол оптических осей.

Второстепенные минералы: гранат, магнетит, вторичные — эпидот, хлорит, серицит, мусковит и акцессорные — сфен, ортит, апатит, циркон, флюорит, иногда молибденит. В тяжелой фракции протолочных проб, взятых из образцов Кузовской интрузии, установлены: магнетит, биотит, сфен, циркон, апатит и единичные знаки амфибола, лимонита, монацита, флюорита, ставролита и топаза (?).

Гранодиориты, встреченные в Западноподужемском массиве, отличаются от описанных гранитов более меланократовым обликом, большей основностью плагиоклаза (андезин № 34), и меньшим содержанием кварца до 20%.

Жильная фация гранитов, как уже отмечалось, представлена мелкозернистыми гранитами, гранит-аплитами, пегматитовыми и кварцевыми жилами.

Жилы мелкозернистых гранитов и гранит-аплитов отмечаются в массивах гранитов и особенно в большом количестве, возможно в силу хорошей обнаженности, в Кузовском. В ряде случаев они были встречены в породах беломорской серии. Мощность жил 1—2 м, они выполняют различно ориентированные системы трещин отдельности, имеют параллельные контакты, местами изогнутые, причем гнейсовидность в жилах и гранитах имеет одинаковую сквозную ориентировку. Это является следствием пластических деформаций в жилах и вмещающих их гранитах, последовавших после полного формирования интрузии. Гранит-аплиты представляют собой розовые или красные мелкозернистые массивные или гнейсовидные

породы, а мелкозернистые граниты в отличие от них содержат заметное количество темноцветных минералов — биотита и амфибола до 10%.

Пегматитовые жилы имеют на исследованной площади ограниченное распространение и сосредоточены, в основном, в хорошо обнаженной прибрежной полосе, на островах, а также на участках месторождений хут. Половина и руч. Вятю. На остальной территории встречаются разрозненные пегматитовые жилы. Всего выявлено более 250 жил, мощность которых варьирует от 0,1 до 1 м и лишь в 30 из них превышает 1 м, редко достигая 3—5 м и более.

Для всей площади листов условия залегания, форма, строение и состав жил изучены недостаточно. Однако в распределении различных типов пегматитов намечается закономерность, ранее установленная для Чупино-Лоухского района (Мишарев и др. 1960). Так слюдоносные пегматитовые жилы существенно плагиоклазового или микроклин-плагиоклазового состава приурочены, в основном, к высокоглиноземистым енским и шуерецким гнейсам. Пегматиты существенно микроклинного состава (керамические) залегают в мигматизированных биотитовых гнейсах, гранито-гнейсах и амфиболитах нижней, средней толщи и кандских гнейсах. Детально изучались лишь слюдоносные жилы, залегающие в енских гнейсах (хут. Половина) и средней толще (руч. Вятю); жилы, обнаруженные в шуерецких гнейсах, остались не исследованными, поэтому авторы не имеют данных для сопоставления тех и других. Контакты жил с вмещающими породами четкие, ровные, реже расплывчатые. Длина их, как правило, незначительная, редко достигает 50—100 м и лишь в единичных случаях 200—300 м. Форма пегматитовых тел дайкообразная, линзовидная, штокообразная, реже неправильная. По строению они недифференцированные и дифференцированные с отчетливым зональным распределением полевого шпата и кварца. Наиболее характерными являются апографическая, пегматоидная и графическая структуры пегматитов.

По минералогическому составу различаются жилы простые и сложные. Простые состоят из микроклина, плагиоклаза и кварца с небольшой примесью биотита и мусковита. В сложных, кроме микроклина, плагиоклаза и кварца, в значительном количестве содержится мусковит и биотит, а в виде акцессориев присутствуют гранат, турмалин, апатит, сульфиды (молибденит, пирит, халькопирит, висмутовый блеск и арсенипирит), реже кианит и ставролит. В ряде жил хут. Половина были обнаружены редкометалльные и редкоземельные минералы: колумбит, пироксид, хризоберилл, монацит, ксенотим и циртолит.

Плагиоклаз-кварц-карбонатные жилы встречаются, главным образом, в друзитах и амфиболитах на побережье и островах Белого моря. Мощность их 0,05—0,1 м при длине 1—1,5 м, иногда больше; из-за незначительных размеров

на карте они не выделяются. Строение жил в большинстве случаев зональное: центральные части сложены карбонатом, краевые — кварцем и плагиоклазом с единичными кристаллами карбоната, пирита, турмалина и молибденита (Никитин, 1960; Бельков, 1940). На контакте с вмещающими габбро-норитами жилки оторочены зеленым хлоритом, образующим лучистые агрегаты. Мощность хлоритовых оторочек 0,5—1 см. Эти выделения аналогичны кварц-карбонатным жилам, обнажающимся в районе Керетьского архипелага. Для последних К-Аг методом определен абсолютный возраст, равный 1860—2670 млн. лет (Полканов, Герлинг, 1960). Вследствие этого мы и наши жилы относим к архейским образованиям.

Кварцевые жилы на описываемой площади встречаются очень редко. В основном это маломощные, сложенные белым кварцем жилки и линзы, залегающие чаще в амфиболитах, реже в гнейсах. На о-ве Топы имеется кварцевая жила мощностью 10 м, секущая позднеархейские плагио-микроклиновые граниты. В приальбановых частях ее отмечается десятисантиметровая оторочка микроклинового пегматита с пластинами биотита размером до 7 см в поперечнике. Кварцевая жила мощностью 6 м встречена в обнажении амфиболитов около железной дороги к югу от р. Поньгома.

#### РАННИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Тремолито-серпентиновые породы и серпентино-карбонатно-тальковые сланцы (измененные ультраосновные породы) ( $N\Sigma Pt_1$ )

В районе хут. Половина отмечены два овалы массива длиной 0,2 и 1,0 км и шириной 0,1—0,4 км, залегающие в амфиболитах пезозерской свиты. Центральные части массивов сложены мелкозернистой зеленовато-серой тремолито-серпентиновой породой, в периферических частях рассланцованной и часто переходящей в серпентино-карбонатно-тальковые сланцы. Последние приурочены также к зонам милонитизации, мощностью до 70 см внутри массивов.

Тремолито-серпентиновые породы характеризуются нематобластовой структурой, состоят из серпентина (40—50%), тремолита (30—40%) и реликтов оливина (15—20%).

Серпентино-карбонатно-тальковые сланцы представляют собой темно-серые тонкозернистые, хорошо рассланцованные породы, состоящие из серпентина, карбоната и талька, присутствующих приблизительно в равных количествах.

Г. Н. Бунтин (1932ф) предполагал, что все эти породы являются метаморфизованными пикритами, серпентинизированными под влиянием плагио-микроклиновых гранитов подужемского типа. Авторы считают, что серпентинизация ультраосновных пород типа перидотитов происходила в гидротермальную стадию

автометаморфизма. Оталькование и карбонатизация пород связаны с более поздним гидротермальным метаморфизмом.

**Пегматитовые жилы** ( $pPt_1$ ). К протерозойским пегматитам относятся плагио-микроклиновые жилы крупнозернистые или мелкоблоковые с небольшим содержанием биотита и амфибола, заполняющие прямолинейные трещины отдельности, ориентированные в большинстве случаев субмеридионально, в гнейсо-гранитах Кузовского массива. При небольшой мощности (от 0,1 до 1,5 м) жилы эти прослеживаются на 200 м, имеют четкие, резкие контакты с гнейсо-гранитами. Для одной из жил Э. К. Герлингом определен К-Аг методом по биотиту абсолютный возраст, оказавшийся равным 1670 млн. лет. Можно полагать, что протерозойские пегматиты довольно широко распространены в районе и среди гнейсов и амфиболитов беломорской серии. Однако в настоящее время вопрос этот не изучен, геологическая характеристика пегматитов данной возрастной группы не разработана, а геохронологические массовые определения отсутствуют. Не исключено, по аналогии с другими районами (Пиземские озера), что редкометальная минерализация связана именно с этими молодыми пегматитами.

#### ТЕКТОНИКА

Территория листов Q-36-XXIX, XXX находится в южной части архейского Беломорского блока у границы с прилегающей с юго-запада Восточно-Карельской синклирной зоной карелид (Геология СССР, т. 37, ч. 1, 1960); на востоке он предположительно граничит с палеозойской Онежгубской впадиной (Кальберг, 1940).

#### АРХЕЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СТРУКТУРЫ

Согласно представлениям Л. Я. Харитоновой (1955), Д. Т. Мишаревой и др. (1960), беломорская серия на западном побережье Белого моря, севернее описываемых территорий, собрана в антиклинорные (Ковдозерско-Керетьский и Приморский) и синклинозные (Енско—Лоухский) складки северо-западного простирания, усложненные более мелкими складками. Южнее оз. Энгозера эти структуры не изучались, но, по мнению К. А. Шуркина (1956ф), в южном направлении происходит воздымание региональной структурной оси беломорид с кульминацией в районе г. Кеми и новым погружением в направлении с. Шуерецкого и г. Беломорска. В соответствии с этим представлением здесь обнажаются низы разреза беломорской серии, представленной между деревнями Поньгома и Летняя хетоламбинской, а в районе г. Кеми—керетьской свитами. По В. С. Смирновой (1961ф) в районе оз. Энгозера крылья Енско-Лоухского синклинория, сложенные средней (хетоламбинской) толщей, и еще южнее



в районе рек Кузема — Летняя наблюдаются области наибольшего воздымания главной региональной структуры. Поэтому здесь отмечается наиболее широкое развитие пород нижней толщи, главным образом, полимигматитов и гранитов. Далее к югу, в южной части Кемского района ось синклинория снова постепенно погружается и область широкого развития пород нижней толщи постепенно сменяется породами средней, а затем в районе г. Беломорска и верхней толщи.

В результате анализа геологических материалов предыдущих исследователей, новых данных Е. В. Нефедова, полученных в 1961 г. для южной части площади листов Q-36-XXII, XXIII и структурных наблюдений авторов записки на территории листов Q-36-XXIII, XXIX, XXX устанавливается, что область воздымания ограничивается, ориентировочно, районом Пиземских озер (лист Q-36-XXIII). Приблизительно между последними и р. Сиг расположен перегиб Епско-Лоухской синклинорной структуры. Южнее района р. Воньги (лист Q-36-XXIII), где имеет место общее погружение осей складок на юг и юго-запад, находится крупная брахисинклинорная структура, названная нами Кемским синклинорием. В целом он ориентирован субмеридионально и осложнен многочисленными синклинальными и антиклинальными складками более мелкого порядка. Общая длина синклинория более 250 км, ширина от 15—20 км в районе ст. Кузема (лист Q-36-XXIII) до 100 км на широте о. Шуй-Остров.

Между оз. Воронье (лист Q-36-XXVIII) и г. Беломорском (лист Q-36-XXXV) Кемский синклинорий на юго-западе перекрывается нижнепротерозойскими осадочно-вулканогенными образованиями Восточно-Карельской зоны и срезается интрузиями нижнепротерозойских гранитов.

На берегу Белого моря и островах обнажаются гнейсы и гранито-гнейсы нижней толщи, которые, в целом, по-видимому, образуют крупный брахисинклинорий, прилегающий с востока к Кемскому синклинорию и названный нами Кузовским. На островах Топы, Бол. и Мал. Сеннухах структурные элементы наклонены в восточном направлении, очевидно, фиксируя восточное крыло данного антиклинория. Южный замок его, вероятно, находится в районе о. Пуля-Луда, где обнажаются породы средней толщи, а северный — между о-вами Олений (лист Q-36-XXIII) и Соловецкий.

Кузовской антиклинорий расположен на простирании Приморского антиклинория, и, вероятно, является его южным продолжением, отделенным от последнего синклинорным перегибом. В целом Кузовской антиклинорий вытянут в северо-северо-западном направлении; длина его около 90 км и ширина 50 км. Он, по-видимому, также осложнен складками второго и более мелкого порядков, но так как антиклинорий почти полностью скрыт под уровнем моря, то детали его строения неизвестны.

К крупным структурам Беломорского блока и рассматриваемой площади также относится Кемская зона разломов северо-восточного направления, прослеживающаяся от хут. Половина до о. Студенцы. По этой зоне Кемский синклинорий и Кузовский антиклинорий рассечены и их южные части смещены в северо-восточном направлении и приподняты.

В Кемском синклинории различаются (рис. 2) Подужемская синклиналь II порядка и обрамляющие ее с севера, востока и юго-востока синклинали III и IV порядка — Куземская (лист Q-36-XXIII), Дальняя (1), Кумжинская (2), Устьягрекская (3), Шуйостровская (4) и антиклиналь — Мягрекская (5), Шуерецкая (6). На фоне этих структур II—IV порядка развиты более мелкие складки течения, образовавшиеся аналогично гнейсовидности (см. стратиграфию) и отражающие как общее строение пликтивных сооружений, так и их детали. Реже наблюдаются складки скальвания, развивающиеся в горизонтах, сложенных жесткими породами (амфиболиты, амфиболовые гнейсы), переслоенными с относительно пластичными (биотитовые и др. гнейсы) или локализующиеся в зонах разломов.

**Подужемская синклиналь** оконтуривается областью распространения шуерецких и кандских гнейсов, которые прослеживаются от р. Березовки до юго-западной части площади листа Q-36-XXIX. Она вытянута в субмеридиональном направлении и осложнена различно ориентированными складками III и более мелкого порядков. Конфигурация синклинали обусловлена складками, имеющими широкие, плавные очертания. Только на участке, непосредственно прилегающем к Кемской зоне разломов, складки характеризуются линейной формой. Внутри синклинали в междуречье Кем и Летней отчетливо выделяется антиклинальный Черноручейный выступ амфиболитов средней толщи. В районе ст. Мягрека, судя по элементам залегания пород, намечается погружающаяся на север узкая субмеридиональная синклинальная структура. Строение северной части этой складки неясно. Остальные структуры, осложняющие Подужемскую синклиналь, изучены недостаточно.

Широкая неправильная форма Подужемской синклинали и пологий наклон осей мелких складок в разных направлениях позволяют считать, что в целом она представляет сложную брахисинклиналь, образовавшуюся, по-видимому, на неглубоко залегающем фундаменте беломорид, блокированном по глубинным разломам. Она ориентирована субмеридионально, а наблюдающееся расширение ее от р. Безымянки в направлении р. Олонги свидетельствует о погружении шарнира синклинали на юг. Несмотря на падение осей мелких складок под углом 10—30°, наличие Черноручейной и Мягрекской антиклиналей указывает на волнистое и более пологое (5°) общее погружение оси Подужемской синклинали.

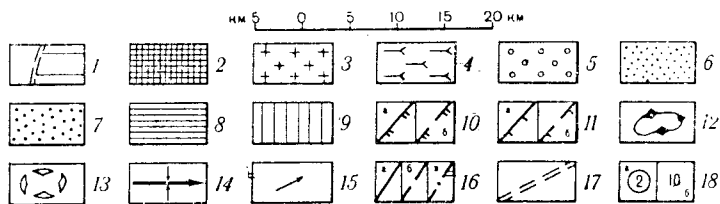
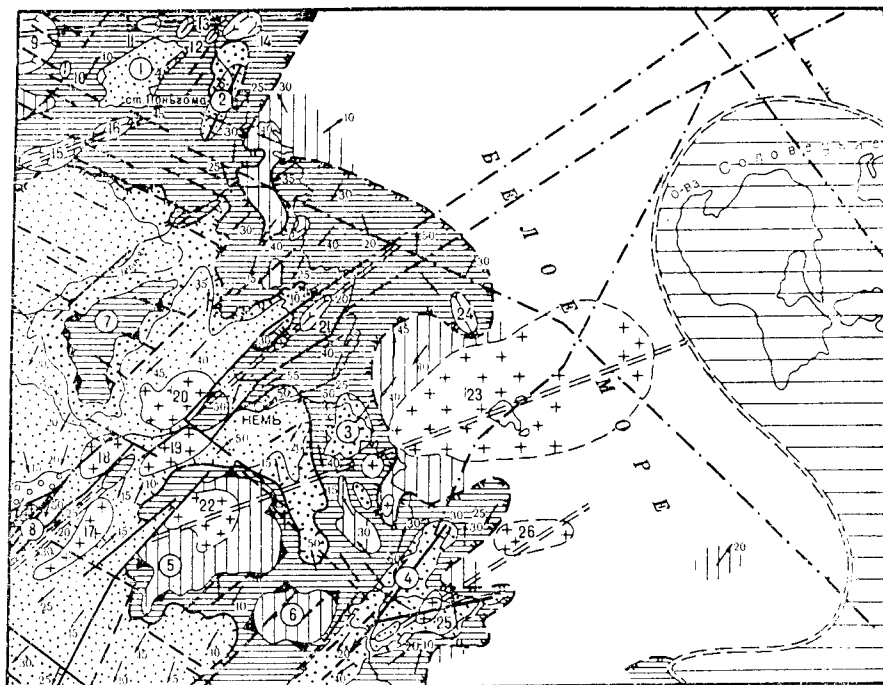


Рис. 2. Тектоническая схема

1 — предполагаемая площадь развития палеозойских осадочных пород, 2 — нижнепротерозойские осадочно-вулканогенные образования, 3 — позднеархейские интрузии гранитов, 4 — позднеархейские интрузии диоритов, 5—9 — архей, беломорская серия; 5 — енисейско-высокоглиноземистые гнейсы и сланцы, 6 — кандские биотитовые гнейсы и гранито-гнейсы, 7 — шуерецкие высокоглиноземистые и биотитовые гнейсы, 8 — средняя (хетоламбинская) толща амфиболитов, амфиболсодержащих и биотитовых гнейсов, 9 — нижняя (керетьская) толща биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов; 10 — контур Кузовского антиклинория; а) достоверный, б) предполагаемый; 11 — контур Подужемской синклинали II порядка; а) достоверный, б) предполагаемый; 12 — брахиантиклиналь, 13 — брахисинклинали, 14 — оси синклиналей III порядка; 15 — оси складок IV и более мелких порядков; 16 — разломы: а) достоверные, б) предполагаемые, в) на площадях, занятых водосемами; 17 — зоны развития магматических пород; 18 — а) номера структур III порядка, б) номера интрузий.

Наименование структур: брахисинклинали и синклинали: 1 — Дальняя, 2 — Кумжинская, 3 — Устьмягрская, 4 — Шуйостровская; брахиантиклиналь: 5 — Мягрская, 6 — Шуерецкая.

Наименование интрузий: гранитов: 17 — Верхнеолонгская, 18 — Западноподужемская, 19 — Восточноподужемская, 20 — Североподужемская, 22 — Мягрская, 23 — Кузовская, 25 — Шуйостровская, 26 — Нохкалудинская; диоритов: 9 — Верхнеповыгомская, 10 — Устьегутская, 11 — Поньгомская, 12 — Поньгомреченская, 13 — Безымянная, 14 — Поньгомнаволоцкая, 15 — Верхнеберезовская, 16 — Верхнекумжинская, 21 — Прибрежная, 22 — Ромбакская.

**Брахисинклираль Дальняя**, сложенная кандскими гнейсами, расположена в районе одноименного озера и представляет собой складку, несколько удлиненную в северо-восточном направлении. Длина ее около 10 км, ширина до 5 км. Внутренняя и северо-западная части ее скрыты четвертичными отложениями. Северо-восточная и юго-западная части синклинали осложнены складками шириной до 1 км, оси которых погружаются на юго-запад под углом 20—35°. Судя по имеющимся данным, породы залегают нормально на северо-востоке и юго-востоке и падают к центру под углом 40—50°, а на юго-западе опрокинуты на северо-восток.

**Кумжинская синклираль**, расположенная в районе нижнего течения р. Кумжи, охватывает побережье между Канд-Озером и Лапиной губой, прилегающие острова и частью скрыта под уровнем Белого моря. Она простирается на северо-восток 25°, сложена шуерецкими и кандскими гнейсами. Обнаженная юго-западная часть ее имеет длину 10 км, ширину до 3 км. Крылья складки падают к центру под углом 50—70°.

**Устьмягрская брахисинклираль** находится между устьем Мяг-Реки и Кемской губой, имеет овальную форму, слегка вытянутую в меридиональном направлении. Северо-восточная часть ее скрыта под уровнем моря. Длина обнаженной части складки 6,5 км, ширина достигает до 5 км. Она сложена шуерецкими гнейсами, падающими в прибрежной восточной части на запад под углом 65—70°. Погружение осей мелких складок, наблюдающихся в северной и восточной частях ее, юго-западное под углами 25—65°. Западная часть складки опрокинута на восток и падает на запад под углом 75°. На юге породы простираются субширотно и падают вертикально или на север под углом 65°.

**Шуйостровская синклираль** находится в пределах о. Шуй-Остров и губы Шуерецкая, сложена шуерецкими гнейсами и залегающими на них кандскими гранито-гнейсами. Она представляет собой складку северо-восточного простирания шириной 5—8 км. Юго-восточное крыло ее нормальное, погружается на северо-запад под углом 60°, а северо-восточное опрокинута на юго-восток и падает на северо-запад под углом 60—70°. Наклоны осей мелких складок в противоположные стороны (на северо-восток и юго-запад) под углом 20—40° указывают на волнистость оси синклинали, а замыкание ее на северо-востоке (в районе о. Конев и западного конца о. Шуй-Остров) на общее пологое погружение в юго-западном направлении.

По аэромагнитным данным, можно предположить, что южнее границы площади листа Q-36-XXIX Шуйостровская и Подужемская синклинали соединяются. Н. Г. Судовиков (1937) допускал антиклинальное строение о. Шуй-Остров. Наши наблюдения этому противоречат и, кроме того, приняв точку зрения Н. Г. Судовикова, пришлось бы высокоглиноземистые гнейсы отнести к нижней (керетьской) толще, в составе которой такие породы

неизвестны в зоне развития беломорской серии. Северо-восточное простирание Шуйостровской синклинали на фоне субмеридиональной ориентировки Кемского синклинория мы объясняем развитием ее в зоне разлома фундамента беломорской серии.

**Мягрекская брахиантиклиналь**, расположенная в среднем течении р. Мяг-Реки, имеет изометричную, несколько удлиненную в северо-восточном направлении форму. Длина ее 20 км, ширина достигает 12 км. Она сложена породами нижней толщи. Оси мелких складок падают от центра купола под углом 10—40°. Наблюдающаяся в пределах этой складки вертикальная ориентировка гнейсовидности, по-видимому, относится к мелким изоклиналим складкам. Северо-западная часть Мягрекской брахиантиклинали срезана разломом северо-восточного простирания.

**Шуерецкая брахиантиклиналь**, расположенная в районе с. Шуерецкого, имеет изометричную слабо удлиненную в широтном направлении форму. Длина ее 9 км, ширина до 6 км. Она сложена гранито-гнейсами нижней толщи, собранными в более мелкие складки, оси которых погружаются на северо-восток 30° и юго-запад 210° под углом 10—20°. Впервые антиклинальный характер этой структуры был установлен Н. Г. Судовниковым (1937).

Остальная площадь, сложенная преимущественно породами средней толщи, изучена недостаточно. Однако по аналогии с рассмотренными структурами это, по-видимому, различные по форме брахиантиклинали.

#### ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СТРУКТУРА

На рассматриваемой территории в районе хут. Половина породы пелозерской свиты предположительно слагают ответвление Восточно-Карельской синклинали синклинорной зоны, длиной 2 км, названное нами синклиналью Половина. Она расширяется в направлении юго-запада 225° и ось ее наклонена в том же направлении под углом порядка 10°. Юго-восточное крыло складки срезано сбросом северо-восточного простирания. Ширина сохранившейся части складки 0,8 км.

#### АРХЕЙСКИЕ И БОЛЕЕ МОЛОДЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

На площади листа широко развиты архейские и более молодые разрывные структуры.

**Кемская зона разломов** является наиболее крупной и прослеживается от хут. Половина на юго-западе через пос. Подужемье до о. Студенцы, документируясь разрывом синклиналей (Подужемская, Половина), развитием бластомилонитов, а также Кемской группой интрузий гранитов и диоритов. На детально изученном участке пос. Подужемье — хут. Половина зона наруше-

ний образована четырьмя разломами. Северный из них простирается в направлении северо-востока 70—60°, падает на юго-восток под углом 40—60° и фиксируется зоной бластомилонитов по кандским гнейсам шириной до 2—3 км, с юга ограничивающих площадь распространения высокоглиноземных ениских гнейсов.

Коллекции образцов и шлифов С. А. Дюкова и Н. В. Карпинской за 1961 г. собранной на площади, расположенной западнее хут. Половина, показали широкое развитие на этом участке бластомилонитов. Они неоднородны по степени деформированности, среди них встречаются отдельные блоки переработанных пород беломорской серии. Нанесение на карту всего фактического материала позволило авторам записать и В. А. Перевозчиковой прийти к выводу о наличии структурного несогласия между археем и протерозоем на основании того, что бластомилониты кандских гнейсов и ениские гнейсы перекрываются породами пелозерской свиты. Последние вместе с подстилающими их архейскими образованиями подверглись милонитизации. Таким образом, бластомилониты кандских гнейсов являются архейскими, омоложенными в протерозое. Следующий к югу — второй разлом простирается в направлении северо-востока 45° и падает на юго-восток под углом 75°, срезая прилегающие к нему с северо-запада ениские гнейсы вместе с ограничивающими их бластомилонитами по кандским гнейсам, юго-восточное крыло синклинали Половина и нарушая Западноподужемскую интрузию гранитов. Третий разлом простирается в направлении северо-востока 40° и падает на юго-восток под углом 75°. В районе хут. Половина он расположен на расстоянии 0,5 км от второго разлома, а северо-восточнее — соединяется с ним. Между ними развиты бластомилониты по кандским (?) гнейсам. Третий разлом срезает прилегающие к нему ставролитовые ениские гнейсы и биотитовые кандские. Четвертый разлом документируется стыком пликтивных структур субмеридионального и северо-восточного простираний и появлением в зоне его бластомилонитов. Юго-западнее и северо-западнее с. Подужемья директивные тектуры гранитов Западноподужемской и Восточноподужемской интрузий утыкаются в поле развития пород беломорской серии, что послужило основанием для предположения здесь крутопадающих разломов, простирającychся в направлении северо-западном 300° параллельно отрезкам долины р. Кеми. Северо-восточнее с. Подужемья, вероятнее всего из-за недостаточной изученности, в Кемской зоне нарушений установлено только два разлома с простиранием северо-восточным 40—55° и падением на юго-восток под углом 60—75° до вертикального; на этом участке разломы документируются разрывом Подужемской синклинали.

Кемская зона разломов фиксируется и ориентировкой современных речных долин, суходольными лощинами и зонами трещи-

новатости. Углубления дна Белого моря северо-восточной части площади листа Q-36-XXX, по-видимому, являются продолжением этой зоны нарушений; ее юго-западное продолжение находится на площади листа Q-36-XXVIII. Заканчивая характеристику кемской зоны разломов, отметим следующие два положения:

1) приуроченность к ней крупных интрузий свидетельствует о начале ее формирования в виде глубинного разлома фундамента беломорид и 2) архейский, протерозойский и современный возраст разломов указывает на очень длительный период ее формирования. Все это приводит нас к выводу о том, что Кемская зона разломов относится к глубинным, долгоживущим.

**Олонгская зона** нарушений находится в районе верхнего течения р. Олонги и представлена северо-западным и юго-восточным разломами. Северо-западный разлом ориентирован по азимуту северо-восток  $50^\circ$ . Юго-восточный разлом простирается в юго-западной части в направлении северо-востока  $25^\circ$ , а в северо-восточной части в направлении северо-востока  $40^\circ$ . Они фиксируются разрывом архейских пликативных структур, развитием интенсивной мигматизации, мусковитизацией и появлением бластомилонитов протерозойского возраста (см. табл. 2).

В районе оз. Киви-Лампи по развитию бластомилонитов, мусковитизации кандских гнейсов и по ориентировке возвышенностей, ложбин, озер и ручьев намечается два разлома, простирающихся в направлении северо-запада  $305-310^\circ$ .

Биотито-гедрито-гранатовые породы района устья р. Шуи, являющиеся частью средней толщи беломорской серии архея и характеризующиеся, по данным абсолютной геохронологии, протерозойским возрастом, нами рассматриваются как породы омоложенные и преобразованные гранитными флюидами протерозойского возраста поступавшими по разлому северо-восточного простираения (азимут  $40^\circ$ ). Близость этого нарушения к Шуйостровской синклинали, развившейся, по-видимому, в грабене фундамента беломорской серии, и приуроченность к нему архейских интрузий гранитов, может быть является указанием на то, что и здесь находится еще неизученная глубинная зона дизъюнктивных нарушений, включающая разломы Кузовской интрузии гранитов и прослеживающаяся по глубинам дна Белого моря в северо-восточном направлении за пределы рассматриваемой территории.

На о. Русский Кузов и прилегающих к нему островах встречены простирающиеся в субмеридиональном направлении с отклонениями до северо-западного и широтного разломы длиной до 200—300 м при ширине 0,05—1,0 м. Они заполнены однотипными пегматитовыми жилами, для одной из которых установлен протерозойский возраст.

Более поздняя, т. е. постпротерозойская тектоника, включая современную, развивается в форме общего поднятия и расколов кристаллического фундамента. Поднятие рассматриваемой тер-

ритории документируется залеганием абрадированной морены на высоте до 130 м, морских глин на уровне 60—65 м и порожистостью рек, свидетельствующих об отставании эрозии. Наиболее молодые разломы и зоны трещиноватости по ориентировке параллельны древним и довольно четко выражены северо-западным и северо-восточным простираением речных долин и залывов Белого моря; видимая протяженность этих разломов 1—1,5 км, расстояние между ними 1—15 км. Крупная зона разломов, выраженная только морфологически, намечается от устья р. Егуд через устье р. Летней и Соловецкую Салму до юго-восточной площади листа Q-36-XXX. На материке она обозначается северо-западной ориентировкой долин рек, ручьев, а в море узкой депрессией север-северо-западного простираения, вырисовывающейся на карте глубин морского дна. Совпадение некоторых молодых дизъюнктивных нарушений с архейскими и протерозойскими может указывать на то, что часть из них относится к омоложенным или продолжающим свое развитие. На тектонической схеме показаны как достоверные, так и предполагаемые разломы.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф района представляет собой равнину, в значительной степени обусловленную дочетвертичной пенеplanationизированной поверхностью кристаллического основания.

Отдельные части равнины неодинаковы по строению и относятся к различным генетическим типам рельефа. Это связано с тем, что поверхность пенеplanation, характеризующаяся наличием отдельных небольших эрозионных останцов, докембрийского основания покрыта различными по мощности и генезису четвертичными отложениями. Основываясь на этом, авторы выделяют аккумулятивные ледниковые, морские и водноледниковые равнины, а также останцы денудационного происхождения. Последние возникли в результате ледниковой экзорации и в современном рельефе сохранились в виде отдельных возвышенных массивов, главным образом, на островах, имеющих абсолютную и относительную высоту до 123 м. Их склоны крутые, местами обрывистые. На островах Русский Кузов, Нохка-Луда и ряде других хорошо видны разломы, выраженные в рельефе обрывами высотой до 18 м.

**Ледниковая аккумулятивная равнина** развита сравнительно узкой полосой вдоль границы территории листа Q-36-XXIX. Она расположена на высоте 65—130 м и характеризуется спокойной волнистой поверхностью, обусловленной чередованием округлых или грядообразных повышений с широкими плоскими, обычно заболоченными понижениями. Высота холмов 3—10 м, местами достигает 15 м, длина 200—600 м, ширина 100—500 м. Вершины их слабо выпуклые, куполообразные, реже плоские, склоны поло-

гие. Определенной ориентировки форм рельефа не наблюдается, что связано, по-видимому, с равномерным отложением морены и последующей абразией. Отмечается только некоторая северо-восточная вытянутость холмов, обусловленная поверхностью кристаллического основания и направлением движения ледника.

**Морская аккумулятивная равнина** широко распространена на материковой части рассматриваемой площади и в узких прибрежных зонах островов Соловецких и Бол. Жужмуй. Здесь местность представляет собой очень однообразную, почти полностью заболоченную плоскую равнину, слабо наклоненную в сторону Белого моря. Абсолютная высота ее от 60—65 м в западной части постепенно снижается до 1—3 м на побережье. Относительные колебания высот равнины равны 2—3 м, редко достигая 4—5 м. Морская равнина несколько разнообразится частыми, но обычно незначительными по размерам суходольными островками, представленными сглаженными выходами кристаллических пород или абразированной мореной.

**Водноледниковые аккумулятивные формы рельефа** довольно разнообразны. На островах Соловецких они образуют камовую холмистую равнину, юго-западнее с. Шуерецкого озера — гряды, в районе р. Летней — зандровую равнину.

Современное заболачивание территории приводит к дальнейшей нивелировке рельефа.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листа Q-36-XXIX, XXX полезные ископаемые сосредоточены, в основном, в районе ст. Шуерецкая и близ р. Кеми где известны месторождения граната, мусковита, строительного камня, глин и песчано-гравийного материала. Кроме того установлено шесть рудопроявлений молибденита, два — редких земель и одно — магнетита. В настоящее время разрабатывается Шуерецкое месторождение глин и подготавливается к эксплуатации Шуерецкое месторождение граната.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Черные металлы

**Титан.** В электромагнитной фракции большинства шлихов из аллювиальных отложений руч. Левиса присутствуют в существенном количестве ильменит и сфен.

### Цветные металлы

**Мышьяк.** В двух шлихах из аллювиальных отложений р. Курьяксы обнаружен арсенопирит в количестве единичных знаков.

## Редкие металлы

**Рудопроявление хут. Половина (6).** Молибденит в виде чешуек и пластинок от 0,5 до 3 мм в сечении или кристаллов величиной до 4—5 мм приурочен к плаггио-микроклиновой пегматитовой жиле длиной 300 м и мощностью 30—40 м, залегающей согласно среди высокоглиноземистых гнейсов, а также в кварцевых жилках мощностью 10—40 см, пересекающих этот пегматит в южном его контакте. В пегматитовой жиле, кроме того, макроскопически обнаружены пирит, халькопирит, самородный висмут, малахит, азурит, охры железа и молибдена, а микроскопически — висмутовый блеск и арсенопирит (Бунтин, 1937).

**Рудопроявление руч. Вято (10).** Мелкие чешуйки молибденита отмечаются в зальбандах пластовых прожилков, отходящих от секущих пегматитовых жил, и также во вмещающих их кианито-гранато-биотитовых гнейсах. (Бунтин, 1937).

**Рудопроявление левого берега р. Кемь (8).** В жиле мусковитового плаггио-пегматита длиной 30 м и мощностью 10 м, секущей кианито-гранато-биотитовые гнейсы, обнаружены чешуйки молибденита (не более 5 мм) в ассоциации с серым кварцем. Во вмещающих гнейсах в качестве акцессорных минералов также найдены молибденит и графит (Бунтин, 1937).

**Рудопроявление на участках Шуерецкого месторождения граната и на Югра-Наволоке (18)** представлено мелкими чешуйками молибденита в небольших кварц-кальцитовых жилках среди амфиболитов, гнейсов и друзитов (Бельков, 1940).

**Рудопроявление островов Рав-Луда (15) и Серебрянка (2)** приурочены к кварцевым жилкам, секущим кианито-гранато-биотитовые гнейсы и амфиболиты (Никитин, 1960). Молибденит встречен также в двух шлихах из аллювиальных отложений р. Курьяксы.

**Вольфрам** присутствует в шеелите, обнаруженном в 10 шлихах в количестве единичных знаков в аллювии рек Поньгома, Егут, Курьякса, Кемь, Шуя и руч. Ободного.

В ряде пегматитовых жил на участке хут. Половина спектральными анализами валовых проб установлено присутствие ниобия (0,001—0,10%), тантала (0,001—0,10%), урана (0,001—0,1%) и бериллия (0,001%, в одной пробе 0,58%). Кроме того, макроскопически обнаружены колумбит, пирохлор и хризоберилл. (Премыслер и др., 1959ф).

**Редкие земли.** Рудопроявление на участке хут. Половина (5) приурочено к ряду пегматитовых жил, в которых обнаружены монацит, ксенотим, апатит и гранат. В этих минералах спектральными анализами установлено присутствие иттрия, итербия, церия. Наибольшее распространение

имеют редкие земли иттриевой группы, зафиксированные в 50% анализированных проб в количествах 0,01—0,08%, т. е. значительно превышающих кларки. Однако содержание их значительно ниже существующих в настоящее время кондиций и представляет лишь минералогический интерес (Премыслер, 1959ф).

Рудопоявление на участке руч. Вято (9) связано с пегматитовыми жилами, в которых постоянно присутствует циртолит. Кроме того, в одной жиле были встречены монацит и ксенотим. Циртолиты, по данным спектрального анализа, содержат: гафния 0,1—1%, иттрия, итербия и церия по 0,1—1% каждого и скандия 0,001—0,002% (Премыслер, 1959ф). Монацит в количестве единичных знаков был обнаружен в 24 шлихах из аллювиальных отложений рек Поньгома, Курьякса, Кемь и др.

## НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### Керамическое сырье

На территории листа Q-36-XXIX, XXX в настоящее время известно несколько десятков пегматитовых жил плагио-микрoклинового состава мощностью более 1,0 м, располагающихся обычно группами или изолированно друг от друга во всех развитых в районе породах. Однако специального изучения этих жил с целью возможного использования их в качестве керамического или стекольного сырья не проводилось, поэтому на карте указаны только проявления пегматитов.

#### Проявления керамического пегматита.

**Куст керамических пегматитов хут. Половина** (4) расположен в 4 км к северу от последнего и представлен двадцатью микроклин-плагиоклазовыми жилами длиной до 200 м и мощностью до 20 м, залегающими в мелкозернистых биотитовых гнейсах. Это пластовые тела, ориентированные в субширотном направлении. Пегматит преимущественно графический с редкими блоками розового микроклина до 1 м (Чуйкина, 1956ф).

Кварцево-микрoклиновая жила района совхоза Поньгома (1) длиной 80 м и мощностью от 8 до 12 м сечет гранатовые амфиболиты в направлении северо-запада 335° при падении, близком к вертикальному. Жила четко дифференцированная, ось ее сложена молочно-белым кварцем, составляющем 70% от объема всей жильной массы, а краевые части кристаллами микроклина (около 30%) длиной до 1,5 м.

Расположена жила в благоприятных транспортных условиях (в 400 м от 883 разезда Окт. ж. д.) (Рыцк, 1955ф).

Жила 817 км Октябрьской железной дороги (13), залегающая согласно в гранатовых амфиболитах, простирается в направлении северо-запад 300°. Мощность жилы 20 м, длина 400 м. По составу она микроклин-плагиоклазовая с био-

титом и незначительным количеством мусковита. Учитывая близость жилы к железной дороге и значительные размеры, ее можно считать перспективной для изучения на пегматитовое сырье (Волотовская, 1932ф).

Жила Железной вараки (3), расположенная в 5 км к северу от ст. Кемь, залегает в друзитах, простираясь в направлении северо-запад 335°, и по составу является плагио-микрoклиновой. Мощность ее 10—12 м при длине 40—45 м. Жила была вскрыта несколькими пробными забоями, обнаружившими крупноблоковое строение пегматита и загрязненность его биотитом. Вследствие этого она может рассматриваться лишь как проявление нуждающегося в обогащении пегматитового сырья (Бунтин, 1937ф).

**Мусковит.** На площади листа Q-36-XXIX известно два месторождения и ряд отдельных выходов мусковитсодержащего пегматита. Последние не имеют практического значения, вследствие небольших размеров, удаленности от путей сообщения и друг от друга.

Месторождение мусковита хут. Половина (7) расположено в 3,5 км на север от последнего на площади около 2 км<sup>2</sup>. Известно оно с давних времен, о чем свидетельствуют «стариковские» выработки. Изучение его проводилось Г. Н. Бунтиным (1932ф), В. С. Смирновой (1937ф), А. М. Москвиной (1951ф) и Е. П. Чуйкиной (1956ф). Месторождение находится на небольших высотах, известных под названием Кузнечных вараков, и представлено 18 крупными пегматитовыми жилами длиной до 60—70 м при мощности 5—10 м и несколькими десятками более мелких, залегающими, в основном, среди крупнозернистых гранато-кианито-ставролито-биотитовых сланцев и гнейсов. Сосредоточены пегматитовые жилы в трех кустах, отстоящих на 700—900 м друг от друга. Большая часть разведанного участка находится западнее границы площади листа, а непосредственно в его пределах расположены всего лишь три пегматитовые жилы. Все жилы месторождения имеют плагио-микрoклиновый состав и залегают согласно с вмещающими породами. По внутреннему строению жилы являются как недифференцированными, так и дифференцированными. Первые практического значения на слюду не имеют. Промышленно слюдоносными являются только три жилы (за пределами территории листа), в которых мусковит образует гнездообразные скопления или сравнительно равномерно распределен в виде пластинок до 15 см и редко до 30—40 см в поперечнике. Качество слюды в целом по месторождению низкое (в среднем это № 5—9), что обусловлено, главным образом, большой пятнистостью и трещиноватостью пластинок мусковита; по электрическим свойствам слюда является удовлетворительной.

Мусковит может быть использован для изготовления шпательной слюды, а пластины крупных номеров — для шаблонки. За-

пасы мусковита по состоянию на 1/1 1962 г. балансовые 226 т и забалансовые 80 т. Кроме того, подсчитаны запасы слюды в отвалах «стариковских» выработок на двух жилах в количестве 53,5 т. Всего по месторождению числится запасов 359,9 т (на 1/1 1962 г.). Непосредственно на территории листа лишь одна жила имеет подсчитанные забалансовые запасы по категории С<sub>1</sub> в сумме 34,4 т, по двум другим жилам запасы не учитываются ввиду бедности ослюденения и небольших размеров жил.

Непромышленное месторождение мусковита правого берега руч. Вято (11), впадающего в р. Кемь, занимает площадь в 0,3 км<sup>2</sup>. Известно оно очень давно, о чем свидетельствуют старые «дедовские» ямы. Месторождение изучалось И. И. Гинзбургом (1920), Б. М. Куплетским (1924), Г. Н. Бунтиным (1932ф, 1937, 1939), А. М. Москвиной (1951ф). В результате их работ было установлено, что месторождение представлено десятью небольшими пегматитовыми жилами, как правило, недифференцированными, реже дифференцированными, залегающими в кианито-гранато-биотитовых гнейсах и амфиболитах.

В большинстве случаев жилы являются секущими, ориентированными в запад-северо-западном направлении и от них во вмещающие породы отходят послойные апофизы. Длина жил от 5 до 18 м, мощность не превышает 6 м; форма их неправильная, иногда дайкообразная. По составу это мусковитовые плагиопегматиты с незначительным содержанием белого микроклина и очень большим количеством кварца. Мусковит в жилах распределен неравномерно в виде гнездообразных скоплений мелких пластинок. В дифференцированных жилах максимальная концентрация мусковита приурочена к кварцевой оси, где количество его часто достигает 70%. Мусковит очень хорошего качества, хотя размеры кристаллов не велики — 2,5×3 см, редко 5×7 см в поперечнике, однако пластинки его не содержат посторонних включений, не деформированы, с ровной поверхностью спайности, без ельчатости. Пегматитовые тела, выработаны «стариками» и ни одна из оставшихся пегматитовых жил, содержащих мусковит, в настоящее время не имеет практического значения.

**Гранат.** Шуерецкое месторождение граната (17) включает несколько разрозненных участков, расположенных близ устья р. Шуя (Тербестров, Еловый Наволок и в Шуерецкой губе на островке Солохина Луда). Месторождение открыто в 1929—1932 гг. П. А. Борисовым (1929), Н. А. Волотовой (1932ф), Н. А. Игнатьевым (1932ф). Геологическая обстановка всех участков совершенно одинакова: гранат приурочен здесь к кианито-гранато-биотитовым гнейсам и гранатовым амфиболитам. Собственно гранатовой рудой являются перекристаллизованные разновидности этих пород — гранатовые гедрититы и

слюдиты, в которых содержание граната составляет 30—50% при величине кристаллов до 20—30 см в поперечнике. Гранатовые гедрититы и слюдиты развиты, главным образом, на контакте кианито-гранато-биотитовых гнейсов и амфиболитов и лишь в редких случаях внутри пластов тех и других пород. Гранат представлен двумя разновидностями: 1) пойкилобластическими кристаллами, сильно проросшими кварцем и 2) редко встречающимися гомогенными хорошо образованными кристаллами темно-малинового цвета. Химическими анализами установлено преобладание альмандина и пироба. Гранат Шуерецкого месторождения пригоден для изготовления наждачных кругов и шкур, производительность которых выше кремневых изделий, что подтверждено испытаниями гранатового концентрата в полувальских условиях.

По заключению Центральной Научно-исследовательской лаборатории камней самоцветов гранат-альмандин Шуерецкого месторождения не годится в качестве сырья для огранки, так как он сильно трещиноват, непрозрачен и содержит большое количество включений. Но не исключена возможность, что при эксплуатации месторождения для нужд абразивной промышленности, могут быть попутно извлечены отдельные кристаллы гомогенного граната, которые по своим качественным параметрам окажутся пригодными для камнерезной промышленности (Артамонов и др., 1961ф). Балансовые запасы граната по состоянию на 1/1 1962 г. по кат. С<sub>1</sub>+С<sub>2</sub> составляют 180 тыс. т. С 1961 г. Северо-Западным геологическим управлением проводится дополнительная разведка и опробование Шуерецкого месторождения с целью его подготовки для эксплуатации в качестве источника абразивного сырья.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

**Строительные камни.** Шуерецкое месторождение (14) расположено в 3 км к северо-западу от ст. Шуерецкая. Оно представлено среднезернистыми биотито-амфиболовыми гнейсами, которые по данным лабораторных анализов полностью удовлетворяют требованиям, предъявляемым к щебню, идущему для изготовления бетона высоких марок. Общие балансовые запасы по кат. А<sub>2</sub>+В+С<sub>1</sub> составляют 23 729,5 тыс. м<sup>3</sup> (Николаевский, 1954ф).

**Глины кирпичные** широко распространены на морской террасе, являясь осадками периода беломорской трансгрессии, и обнажаются в долинах рек Летняя, Курьякса, Кемь, Шуя. Месторождениями здесь являются только два участка: близ устья рек Шуи и Кемь, которые по количеству разведанных запасов относятся к средней промышленной группе.

Шуерецкое месторождение (16) расположено в 0,5 км от ст. Шуерецкой Октябрьской железной дороги на пра-

вом берегу р. Шуи, занимая площадь в 68 га. Глины залегают здесь на архейских кристаллических породах. Они характеризуются светло-серым и синевато-серым цветом, однородностью гранулометрического состава, тонкой дисперсностью, пластичностью и ленточным строением. Общая мощность продуктивной толщи 8 м, средняя мощность вскрыши 1,1 м. Эти глины являются легкоплавкими и пригодны для изготовления полнотелого строительного кирпича при условии введения соответствующих отошающих добавок (Лукачев, 1953ф; Митрофанова, 1956). В качестве последних используются пески из карьера, находящегося в 5 км к юго-западу от ст. Шуерецкая. Балансовые запасы глины Шуерецкого месторождения по состоянию на 1/1 1962 г. по кат.  $A_2 + B + C_1$  2628,1 тыс. т., забалансовые 2,278 млн. т. На базе месторождения с 1936 г. действует Шуерецкий кирпичный завод, который обеспечен запасами более чем на 100 лет.

Кемское месторождение (12) расположено в 1 км к юго-западу от ст. Кемь, занимая площадь в 32,3 га. Глины залегают под слоем торфа мощностью до 1 м на кристаллических породах архея или мелкозернистых песках, образующих отдельные линзообразные участки в углублениях рельефа коренных пород. Они характеризуются зеленовато-серым цветом во влажном состоянии и светло-серым в сухом, однородностью, отсутствием песчаных прослоев, легкоплавкостью, пластичностью. Мощность глинистой толщи достигает 10—12 м, в среднем 5,7 м. Технологические испытания показали, что глины данного месторождения пригодны для производства строительного полнотелого и дырчатого кирпича, пустотелых блоков, черепицы и др. (Червяков, 1951ф; Митрофанова, 1956). Балансовые запасы глины по состоянию на 1/1 1962 г. составляют по кат.  $A_2 + B + C_1$  2280,8 тыс. т, забалансовые 2,401 млн. т. Эксплуатационные условия Кемского месторождения вполне благоприятны, так как расположено вблизи города и железнодорожной ст. Кемь у реки, непосредственно около хорошей грунтовой дороги. В настоящее время месторождение законсервировано. На базе его перспективным планом намечается строительство завода производительностью на 12 млн. штук кирпича в год.

**Пески строительные.** Шуерецкое месторождение строительного песка расположено в 5 км к юго-западу от ст. Шуерецкой (19). Длина карьера около 5 км при высоте до 8 м. Песок серого и желтоватого цвета от средне- до крупнозернистого. Наблюдается чередование песчаных прослоев мощностью от 0,3 до 1,5 м с галечными и галечно-валунными мощностью 0,1—0,2 м. Песок из этого карьера широко используется с 1914—1915 гг. для постройки насыпей железной дороги, а также в качестве отошающей добавки к глинам Шуерецкого кирпичного завода. Запасы балансовые по состоянию на 1/1 1962 г. по кат. В 794 тыс. м<sup>3</sup>.

## Перспективы района и рекомендации к направлению дальнейших геологопоисковых работ

Площадь листа Q-36-XXIX, XXX является довольно перспективной как в отношении возможности эксплуатации в ближайшем будущем имеющихся месторождений, так и в отношении обнаружения новых месторождений неметаллических полезных ископаемых.

### ГОРЮЧИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Торф. Торфяные болота занимают приблизительно 60% всей площади. Мощность торфяных горизонтов в среднем 2—3 м, а участками до 8 м. Однако специально разведкой торфяных залежей не занимались, поэтому в настоящее время сказать что-либо определенное о возможности их использования весьма затруднительно.

### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Пегматитовые жилы хут. Половина, руч. Вятю и восточнее с. Подужемье, содержащие проявления редких металлов, генетически связаны с позднеархейскими интрузиями гранитов, развитыми в южной части района. Все известные в настоящее время рудопоявления их имеют лишь минералогический интерес. Однако при проведении детальных поисковых работ на мусковит на месторождениях хут. Половина и руч. Вятю нужно обратить внимание и на изучение редких элементов.

### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На площади листов имеется большое количество пегматитовых жил на хорошо обнаженной прибрежной части Белого моря и островах. Это позволяет предположить, что и на плохо обнаженных и недостаточно исследованных, участках развития друзитов, пород средней и нижней толщ можно встретить пегматитовые жилы в значительном количестве.

Однако даже выявленные к настоящему времени пегматитовые жилы, часто довольно мощные, не изучались с точки зрения возможности их использования в качестве керамического или стекольного сырья, так как расположены на большом расстоянии друг от друга, и, как правило, в труднодоступных местах. Авторы рекомендуют провести опробование куста пегматитовых жил, расположенных севернее хут. Половина, при возобновлении на этом месторождении работ на мусковит, а на других участках при увеличении спроса на пегматитовое сырье.

Слюда. К настоящему времени на исследованной территории выявлено около 50 слюдоносных жил, сосредоточенных,



главным образом, в пределах месторождений хут. Половины и руч. Вято. Кроме того, известны разрозненные выходы мусковитосодержащих пегматитов (район губы Шуерецкой, Тербестров, Водохлебиха и др.), залегающих главным образом, в пределах шуерецких гнейсов и в меньшем количестве в средней толще.

Шуерецкие гнейсы выделены на исследованной площади впервые и изучены крайне недостаточно, а поэтому о перспективности их в отношении нахождения слюдоносных пегматитов в настоящее время говорить трудно. Для оценки их с этой точки зрения следует рекомендовать проведение кондиционного для коренных пород детального структурно-геологического картирования (начиная с масштаба 1:50 000) в первую очередь на участках благоприятных в отношении слюды и транспорта в районе разъездов Мягрека, Ламбино, на о. Шуй-Остров и северном берегу Шуерецкой губы, а затем уже в труднодоступных районах рек Летняя и Курьякса.

Ввиду того, что эти площади характеризуются слабой обнаженностью следует предусмотреть значительный объем буровых работ для изучения разреза, литологического состава шуерецких гнейсов и характера их ослюднения, имея в виду необходимость решения при этом вопроса о промышленном значении шуерецких гнейсов, как продуктивных на слюду. Необходимо предусмотреть также проходку нескольких структурно-геологических скважин до глубины 600—700 м. Сырьевая база слюды-мусковита может быть увеличена путем комплексных поисков новых жил геофизическими методами, горными выработками и бурением в пределах месторождения хут. Половина и его окрестностях.

**Гранат.** Прирост запасов граната возможен за счет более детальной разведки всех известных участков в районе ст. Шуерецкая и поисков, обогащенных гранатом пород, в пределах развития средней толщи на площадях, расположенных к северу и юго-западу от устья р. Шуя. Кроме того следует обратить внимание на участок к северу от 20 км тракта Кемь-Ухта, где работами поисково-ревизионной партии (Премыслер и др., 1959ф) была установлена зона гранатовых амфиболитов и гранато-биотитовых гнейсов с содержанием граната в отдельных прослоях до 60%. Этот участок при более детальном обследовании может представить практический интерес в отношении граната на абразивное сырье. Авторами в 1960 г. в верховьях р. Летней был обнаружен грядобразный выход, сложенный обогащенными гранатом биотитовыми гнейсами с будинированными прослоями гранатовых амфиболитов. Наибольшая концентрация кристаллов граната размером до 5—6 см в поперечнике, составляет 30—40% от объема породы и приурочена, в основном, к контакту гнейсов и амфиболитов.

## СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

**Каменные строительные материалы.** Специальному изучению подвергались лишь гнейсы Шуерецкого месторождения и граниты, обнажающиеся по берегам р. Кемь, и те и другие оказались полностью пригодными для различных целей строительного материала могут быть использованы все развитые в районе изверженные и метаморфические породы (гнейсы, граниты, амфиболиты, друзиты), запасы которых практически не ограничены. Часть этих пород, возможно, пригодна как декоративно-облицовочный материал.

**Глины.** Запасы глин могут быть увеличены за счет разведки перспективного участка в окрестностях с. Подужемье, где мощность глинистой толщи составляет 20—22 м, а технологические испытания показали пригодность этих глин для производства строительного кирпича, пустотелых блоков, дренажных труб и других видов строительной керамики (Митрофанова, 1956). Кроме этого перспективными могут оказаться неизученные площади распространения морских глин.

**Песчано-гравийные отложения** широко распространены на исследованной территории, главным образом в западной ее части, а также по долинам рек Поньгома, Кемь и в полосе, прилегающей к Октябрьской ж. д. от разъезда Ламбина до северной границы площади листа. Они безусловно могут быть использованы в дорожном строительстве и при возведении гидросооружений.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

По данным Н. В. Поликарпова и Т. Г. Павловой (1961ф) подземные воды района содержатся в песках, валунных песках и супесях четвертичных отложений, в верхней трещиноватой зоне кристаллических пород и практически отсутствуют в водупорных глинах и суглинках. Они питаются атмосферными осадками, количество которых составляет 485 мм в год; из этого объема инфильтрируется 13%, испаряется 33% и расходуется на поверхностный сток 54%. Поверхностные и подземные воды стекают в Белое море. Среднегодовой модуль подземного стока ориентировочно равен 0,9 л/сек с 1 км<sup>2</sup>.

Четвертичные пески и супеси образуют водоносный горизонт, состоящий из серии невыдержанных по простиранию и мощности, гидравлически между собой связанных, водоносных слоев, отличающихся условиями залегания, дренажа, фильтрационными и другими свойствами. В них развиты поровые, преимущественно безнапорные воды, на что указывает нисходящий тип родников с дебитом 0,1—0,2 л/сек. Только там, где водо-вмещающие породы перекрыты водоупорными глинами и суг-

глинками, воды на отдельных участках приобретают напоры местного характера и появляются восходящие родники с дебитом 0,05—0,7 л/сек. Глубина залегания уровня подземных вод четвертичных отложений 0,5—1,5 м; в течение года он подвержен колебаниям: наивысший уровень наблюдается в апреле—мае, наиболее низкий — в феврале—марте. Температура воды изменяется от +8—10° в июле, до +1—4° в январе—феврале. Из-за малой мощности водоносных четвертичных отложений и слабой их фильтрационной способности (0,1—0,35 м/сутки для морены и 2,0—3,3 м/сутки для песков) подземные воды этих пород как самостоятельный водоносный горизонт большого значения не имеют и могут быть использованы для снабжения только мелких населенных пунктов. Среднегодовая производительность колодцев, заложенных в песках 1—2 л/сек и в морене 0,3 л/сек; в сухие и жаркие периоды лета в этих колодцах дебит воды снижается до 50%.

В кристаллических породах водовмещающей является верхняя наиболее трещиноватая зона их, мощностью 20—25 м. Ниже этой глубины открытые трещины, уменьшаясь по количеству и размерам, сменяются закрытыми нарушениями. На небольших, редко встречающихся участках трещиноватой зоны, выходящих на дневную поверхность воды имеют характер безнапорных; с последними связаны нисходящие родники с дебитом 0,1—0,4 л/сек.

В коренных породах, закрытых глинами и суглинками, подземные воды становятся преимущественно напорными, это подтверждается как восходящими родниками, так и данными буровых скважин, в последних сила напора равна 3,0—8,0 м с отклонениями от 0,3 до 9,5 м и в отдельных зонах достигает 14,2 м. По наблюдениям в скважинах фильтрационная способность докембрийских пород варьирует в пределах 0,01—0,33 м/сутки и только в отдельных зонах увеличивается до 1,98; 12,57 и 82,0 м/сутки. Подземные воды кристаллических пород питаются атмосферными осадками и подземными водами четвертичных отложений. Последний источник весьма важный и является своеобразным коллектором подземных вод по отношению к докембрийским образованиям. В силу такой особенности питания трещинных вод им свойственны постоянные уровни, водонасыщенность и температура, равная 4—6°. Несмотря на слабую водообильность, широкое распространение подземных вод трещиноватой зоны кристаллических пород позволяет считать их возможным источником водоснабжения района. Каптаж подземных вод можно производить буровыми скважинами в зоне глубиной до 25 м. Наиболее благоприятными местами заложения скважин являются долины рек и пониженные участки рельефа, в которых трещиноватая зона, располагаясь ниже базиса эрозии, обводнена.

По химическому составу подземные воды гидрокарбонатно-хлоридные, реже хлоридно-гидрокарбонатные, по составу катионов натриево-кальциевые, кальциево-натриево-магниевые, магниевые-натриевые и кальциево-магниевые. Они относятся к мягким, пресным с минерализацией 38—708 мг/л, со слабокислой или нейтральной реакцией (рН < 4,0—7,0 м). Общая жесткость их 0,25—6,0 мг экв. В 50—100 м зоне берега Белого моря минерализация повышена до 1062 мг/л. Повсеместное большое содержание хлоридов связано, вероятнее всего, с привнесением хлора морской пылью и брызгами.

## ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Апухтин Н. И. Карта четвертичных отложений Кольского п-ова и Северной Карелии м-ба 1:1 000 000. Госгеолтехиздат, 1960.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Гос. Изд. Карельской АССР, Петрозаводск, 1959.
- Бунтин Г. Н. Мат-лы к изучению пегматитовых жил Кемского района. Уч. зап. ЛГУ, т. 1, сер. геол.-почв.-географ. вып. 1, 1935.
- Геология СССР, том 37, часть 1. Госгеолтехиздат, 1960.
- Игнатъев Н. К. К петрографии Шуерецкого района. Тр. Кольской базы АН СССР. Вып. 4, 1937.
- Кальберг Э. А. Геологическое описание Онежского п-ова. Гостехиздат, 1940.
- Миндлина А. А., Селиванова В. А., Элькин О. Н. Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q-37 (Архангельск). Объяснительная записка. Госгеолтехиздат, 1959.
- Мишарев Д. Т., Амеландов А. С., Захарченко А. И., Смирнова В. С. Стратиграфия, тектоника и пегматитовосность Северо-Западного Беломорья. Тр. ВСЕГЕИ. Министерства геологии и охраны недр, том 31, 1960.
- Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Вопросы геохронологии и геологии. Изд. АН СССР, 1961.
- Судовиков Н. Г. Геологический очерк Куземо-Поньгомского района. Геологический очерк окрестностей Шуерецкой. Северная экскурсия. КАССР. Межд. геол. конгр., XVII сесс., 1937.
- Судовиков Н. Г. Геологическая карта СССР. М-6 1:1 000 000. Лист Q-35-36 (Кировск). Госгеолтехиздат, 1946.
- Судовиков Н. Г. К геологической истории докембрия Западного Беломорья. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Тимофеев В. М. Геологическая карта Карелии в масштабе 1:1 000 000. Глав. ред. геол. разв. и геодезич. лит., 1935а.
- Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, серия 1, вып. 5, 1935.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. 3-й сессии по опред. абсол. возраста геол. форм., 1955.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. Тр. Лаборатории геологии докембрия АН СССР, вып. 9, 1960.
- Шуркин К. А., Горлов Н. В., Салье М. Е., Дук В. Л., Никитин Ю. В. Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского п-ва (геология и пегматитовосность). Тр. ЛАГЕД АН СССР, вып. 14, 1962.

Бунтин Г. Н. Отчет камереюккой слюдяной партии ЛГРТ. Фонд СЗГУ, 1932.

Бунтин Г. Н. Отчет Кемской пегматитовой партии № 136 за 1935 г. Фонд СЗГУ, 1936.

Волотовская Н. А. Отчет о работе Шуереюккой квантитовой партии за 1932 г. Фонд СЗГУ, 1933.

Зандер В. Н., Бовкун Б. А., Батура Н. П. и другие. Отчет об аэромагнитных работах в пределах северной и восточной частей Русской платформы в 1960 г. (Новгородская, Вологодская, Архангельская и др. области). Фонд СЗГУ, 1961.

Кириченко Л. А., Волотовская Н. А. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в центральной части Кемского района КФССР в 1949 г. Фонд СЗГУ, 1950.

Косой Л. А. Окончательный отчет о работе Куземо-Поньгомской поисково-съемочной партии ЛГТ № 14 за 1935—1936 гг. Фонд СЗГУ, 1936.

Леонтьева О. П. Отчет о геологосъемочных работах масштаба 1:200 000 на слюду-мусковит в западной части южного побережья Белого моря в 1953 г. Фонд СЗГУ, 1954.

Логина Т. И., Кравец М. С. и др. Геологическое строение и гидрогеологические условия юго-западной части Онежского полуострова (отчет партии № 719 за 1957 г. по листам Q-37-XXXI, XXXI). Фонд СЗГУ, 1958.

Москвина А. М., Горбушина Р. Г. Сводный отчет о поисково-разведочных работах на слюду на Подужемских месторождениях хут. Половина и руч. «Вято» и на Шомбозерском месторождении в КФССР за 1949—1950 гг. Фонд СЗГУ, 1951.

Нумерова В. Н. Отчет о работах Калгалакшской геологосъемочной партии. Фонд СЗГУ, 1939.

Островская Н. А., Соловей Л. Г. Отчет Кемской партии Южно-Беломорской экспедиции о геологосъемочных и поисковых работах в Кемской, Туитудском и Беломорском районах КФССР. Фонд СЗГУ, 1952.

Перевозчикова В. А., Волотовская Н. А. Государственная геологическая карта масштаба 1:1 000 000, лист Q-35-36, Кировск. Объяснительная записка. Фонд СЗГУ, 1957.

Поликарпов Н. В., Павлова Т. Г. Гидрогеологические условия района низовой рек Кеми, Шун, Летней и Поньгомы (отчет партии № 775 за 1960 г. по территории листа Q-36-XXIX). Фонд СЗГУ, 1961.

Поротова Г. А., Суслеников В. В., Зильберман Ф. С. Отчет о результатах аэрогеофизической съемки территории Карельской АССР за 1959 г. Фонд СЗГУ, 1960.

Премыслер К. М., Никанорова В. Н., Рогожин С. П., Судариков Ю. Ф., Парамонов Г. В. Отчет о поисково-ревизионных работах на редкие элементы проведенных в бассейне нижнего течения р. Кемь в средней Карелии. Фонд СЗГУ, 1959.

Робонен В. И. Стратиграфия нижнего протерозоя Шуозерской зоны карелии. Фонд СЗГУ, 1953.

Рыцк Ю. Е., Лебедев П. А. Отчет о съемочно-поисковых работах масштаба 1:50 000 в районе ст. Кузема и дер. Поньгома Кемского р-на КФССР за 1954 г. Фонд СЗГУ, 1955.

Смирнова В. С. Отчет о работе Тединско-Подужемской геологоразведочной партии за 1936 г. Фонд СЗГУ, 1937.

Смирнова В. С. Кемский слюдоносный район КАССР (Окончательный отчет по теме: Составление очерка для монографии «Слюды СССР» по районам Карелии). Фонд СЗГУ, 1961.

Судиславлев К. К. Предварительный отчет о работах второй Карельской партии. Фонд СЗГУ, 1931.

Судовиков Н. Г. Отчет о работах Северной Беломорской геологосъемочной партии № 18. Фонд СЗГУ, 1939.

Харитонов Л. Я., Потрубович Л. Н., Морантти Л. Н. Объяснительная записка к тектонической карте восточной части Балтийского щита. Карельская АССР, Мурманская область. Фонд СЗГУ, 1959.

Чуйкина Е. П., Поляк Э. А. и др. Отчет Южной геологосъемочной партии за 1955 г. Чупино-Лоухский слюдоносный регион (район оз. Кереть-Нижнее Кумозеро-Вокш-озеро). Фонд СЗГУ, 1956.

Шуркин К. А. Геология архея Чупинско-Чернореченского района (Западное Беломорье) в связи с пегматитоносностью. Фонд СЗГУ, 1956.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п.п.	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала и его фондовый номер или место издания
1	Артамонов В. С., Плнев В. Н. Ховила Э. Я.	Полудрагоценные и поделочные камни на Северо-Западе СССР (отчет по тематической работе II этапа за 1960—1961 гг. Архангельская обл., Мурманская обл., КАССР)	1961	Фонд СЗГУ; инв. № 17301
2	Бельков И. В.	Турмалин из кварцево-карбонатных жил окрестностей Шуерцкой (Северная Карелия)	1940	Ученые записки сер. геол.-почв. наук. вып. 8, Тр. института Земной коры
3	Борисов П. А.	Гранат-альмандин	1929	Карело-Мурманский край № 11—12
4	Бунтин Г. Н.	Отчет Кемерецкой слюдяной партии ЛГРТ	1932	Фонд СЗГУ, инв. № 983
5	Бунтин Г. Н.	Отчет Кемской пегматитовой партии № 136 за 1935 г.	1936	Фонд СЗГУ, инв. № 2203
6	Бунтин Г. Н.	Пегматиты Кемского района	1937	Изд. ЛГУ
7	Бунтин Г. Н.	О генезисе мусковитовых пегматитов Северной Карелии	1939	Фонд СЗГУ, инв. № 3576
8	Волотовская Н. А.	Отчет о работе Шуерцкой кванцовой партии за 1932 г.	1932	Фонд СЗГУ, инв. № 1107
9	Гинзбург И. И.	Слюда, ее свойства, применение и распространение в России	1920	Матер. КЭПС"а изд. АН XXXIV, № 34
10	Игнатъев Н. А.	Окончательный отчет о работе Шуерцкой геолого-разведочной партии Ленинградского отделения института прикладной минералогии	1932	Фонд СЗГУ, инв. № 1470
11	Косой Л. А.	Отчет по теме: «Генезис Шуерцких гранатовых месторождений и проблема граната в Советском Союзе»	1939	Фонд СЗГУ, № 3469

№ п.п.	Фамилия и инициалы автора	Название автора	Год составления или издания	Местонахождение материала и его фондовый номер или место издания
12	Куплетский Б. М.	Полевые шпаты в Кемском уезде	1924	Кам. Стройматериалы, сб. 2 КЭПС"а № 48
13	Лукачев Н. Д.	Отчет о детальной разведке Шуерцкого месторождения кирпичных глин	1953	Фонд СЗГУ, инв. № 12414
14	Митрофанова З. Т. Филинцев Г. П.	Глины Карелии	1956	Гос. Изд. Карельской АССР, Петрозаводск
15	Москвина А. М. Горбушина Р. Г.	Сводный отчет о поисково-разведочных работах на слюду на Подужемских месторождениях хут. Половина и ручья Вято и на Шомбозерском месторождении в КФССР за 1949—1950 гг.	1951	Фонд СЗГУ, инв. № 9611
16	Никитин Ю. В.	Молибденитовое оруденение в жилах Северной Карелии	1960	Тр. лаборатории геологии докембрия вып. 9, изд. АН СССР
17	Николаевский Т. Н.	Отчет о геологоразведочных работах на Шуерцком месторождении гнейсо-гранита в Кемском районе КФ ССР в 1953 г.	1954	Фонд СЗГУ, инв. № 12826
18	Премыслер К. М., Никанорова В. Н. и др.	Отчет о поисково-ревізійних работах, проведенных в бассейне нижнего течения р. Кемь в Средней Карелии	1959	Фонд СЗГУ, инв. № 16108
19	Рыцк Ю. Е., Лебедев П. А.	Отчет о съемочно-поисковых работах масштаба 1:50 000 в районе ст. Кузема и деревни Поньгома Кемского района КФССР за 1954 г.	1955	Фонд СЗГУ, инв. 13608
20	Смирнова В. С.	Отчет о работе Тединско-Подужемской геологоразведочной партии за 1936 г.	1937	Фонд СЗГУ, инв. № 2831

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала и его фондовый номер или место издания
21	Смирнова В. С.	Окончательный отчет по теме: «Составление очерка для монографии «Слюды СССР» по районам Карелии»	1961	Фонд СЗГУ, инв. 16820
22	Степанов В. С.	Отчет о поисковых работах на гравийно-песчаные материалы, проведенных Кемско-Беломорской партией в Беломорском и Кемском районах Карельской АССР в 1959 г.	1960	Фонд СЗГУ, инв. 16283
23	Судиславцев К. К., Шустов В. А.	Объяснительная записка к карте слюдоносности по Карельскому региону. Справочники № 42, 43	1956	Фонд СЗГУ, инв. № 15051
24	Червяков Н. И.	Отчет по исследованию глин Кемского месторождения Кемской области КФССР	1951	Фонд СЗГУ, инв. № 10199
25	Чуйкина Е. П., Поляк Э. А.	Отчет Южной геолого-поисковой партии за 1955 г. Чупино-Лоухской слюдоносный регион (район оз. Кереть-Нижнее Кумозеро — Вокш-озеро)	1956	Фонд СЗГУ, инв. № 15048

**СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Q-36-XXIX, XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000**

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К — коренное, Р — россыпное)	№ использованного материала по списку (Приложение 1)	Примечание
		<b>Неметаллические ископаемые</b>				
		<i>Слюда-мусковит</i>				
7	III—1	хут. Половина (Кузнечные варакы)	Не эксплуатируется	К	4, 7, 9, 20, 23	
		<i>Гранат</i>				
17	IV—3	Шуерецкое	Проводится дополнительное опробование с целью передачи месторождения в эксплуатацию	К	1, 3, 8, 10	
		<b>Строительные материалы</b>				
		<i>Гнейсы</i>				
14	IV—3	Шуерецкое	Не эксплуатируется	К	17	
		<i>Глины кирпичные</i>				
12	III—3	Кемское	„	К	14, 24	
16	IV—3	Шуерецкое	Эксплуатируется 1936 г.	К	13, 14	
		<i>Пески строительные</i>				
19	IV—3	Шуерецкое	Эксплуатируется 1914—1915 гг.	К	22	

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Q-36-XXIX, XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К - коренное, Р - россыпное)	№ использованного материала по списку (Приложение 1)	Примечание
11	III-2	Слюда-мусковит Руч. Вято	Не эксплуатируется	К	4, 6, 7, 9, 12, 15, 21, 23	

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Q-36-XXIX, XXX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение 1)	Примечание
<b>Редкие металлы</b>					
<i>Молибденит</i>					
10	III-2	Вято, ручей	Мелкие чешуйки молибденита в пластовых прожилках, отходящих от секущих пегматитовых жил	6	
8	III-2	Кемь, река (левый берег)	Чешуйки молибденита в пегматитовой жиле и вмещающих кианито-гранато-биотитовых гнейсах	6	
6	III-1	Половина, хут. Севернее	Чешуйки и пластинки молибденита в пегматитовой жиле и кварцевых прожилках, рассекающих ее	6	
15	IV-5	Рав-луда, остров	Чешуйки молибденита в кварцевых жилках	16	
2	I-3	Серебрянка, остров	Чешуйки молибденита в кварцевых жилках	16	
18	IV-3	Шуерецкая станция, юго-восточнее	Чешуйки молибденита в кварцево-карбонатных жилках	2	
<b>Редкие земли</b>					
<i>Иттрий, итербий, церий, гафний</i>					
9	III-2	Вято, ручей	Иттрий, итербий, церий и гафний в пегматитовых жилах постоянно связаны с цитролитом, а в одной жиле с монацитом и ксенотимом. По данным спектральных анализов гафния содержится 0,1—1%, иттрия, итербия и церия по 0,1—1% каждого	18	

## Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение 1)	Примечание
5	III-1	Половина, хутор, севернее  <b>Неметаллические ископаемые</b>  <i>Керамическое сырье</i>	Иттрий, итербий, церий в ряде пегматитовых жил связаны с монацитом и ксенотимом и по данным спектральных анализов присутствуют в количестве 0,01—0,08%.	18	
3	III-3	Кемь, станция в 5 км севернее	Плагно-микроклиновая пегматитовая жила длиной 40—45 м и мощностью 10—12 м.	6	
13	IV-3	Октябрьская железная дорога, 817 км	Плагно-микроклиновая пегматитовая жила длиной 400 м и мощностью 20 м	8	
4	III-1	Половина, хутор, в 4 км севернее	Двадцать микроклиноплагноклазовых пегматитовых жил длиной 60—70 м, мощностью 5—10 м	25	
1	I-2	Поньгома, совхоз	Пегматитовая кварцево-микроклиновая дифференцированная жила длиной 80 м и мощностью от 8 до 12 м с небольшим количеством биотита	19	