

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаб 1:200 000

*Серия Карельская*

Лист Р-36-V

Объяснительная записка

597 Составители: В. В. Яковлева, Н. Д. Сыромятина  
Редактор В. А. Первозчикова

Утверждено Научно-редакционным Советом ВСЕГЕИ 11 октября 1962 г.,  
протокол № 35



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1968

## ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	7
Тектоника . . . . .	28
Геоморфология . . . . .	33
Полезные ископаемые . . . . .	35
Подземные воды . . . . .	45
Литература . . . . .	46
Приложения . . . . .	40

Редактор издательства *И. Е. Дмитриева* Техн. редактор *В. В. Романова*  
 Корректор *А. В. Сергеева*

Подписано в печать 11/IX 1968 г. Уч.-изд. л. 5,95  
 Формат 60×90<sup>1</sup>/<sub>16</sub> Печ. л. 3,5 Заказ № 04224  
 Тираж 100

Издательство «Недра»  
 Ленкартфабрика ВАГТ

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа Р-36-V, ограниченная координатами 63° 20'—64° 00' с. ш. и 34° 00'—35° 00' в. д., административно входит в состав Сеgezского района КАССР.

Центр Сеgezского района — г. Сеgezжа — находится близ устья р. Сеgezжа, впадающей в Выгозеро. Через г. Сеgezжу проходит Октябрьская железная дорога, соединяющая его со столицей республики г. Петрозаводском и северными городами — Беломорском, Кандалакшей и Мурманском. В центральной части листа в фарватере Выгозера и оз. Воицкого располагается Беломорско-Балтийский канал.

Город Сеgezжа — промышленный центр района. В нем находится крупный целлюлозно-бумажный комбинат, работающий на древесине, поставляемой леспромпхозами Карелии. По масштабам производства комбинат имеет союзное значение. В г. Надвоице расположен Надвоицкий алюминиевый завод, использующий электроэнергию Ондской ГЭС. Население района занято главным образом в леспромпхозах. На территории района действует крупный Надвоицкий леспромпхоз, разрабатывающий лесные массивы северо-восточного и юго-западного побережий Выгозера и районов рек Онды и Сеgezжи, по которым осуществляется сплав леса к Сеgezскому комбинату. По каналу лес транспортируется на лихтерах и вывозится за пределы района.

В орографическом отношении поверхность площади листа представляет собой слабо всхолмленную равнину, абсолютные отметки которой меняются от 89 до 170 м. На фоне равнины выделяются отдельные грядобразные возвышенности — сельги, сложенные сланцами и амфиболитами на юге листа и кварцитами и метадиабазами в районе севернее Выгозера. На юге, близ Уросозера, сельги ориентированы в северо-западном и северо-восточном и широтном направлениях. На севере они имеют северо-западное простирание, близкое к меридиональному. Относительное превышение их над окружающей местностью колеблется от 20 до 50 м. Сельги, сложенные кварцитами, протяженностью 14 и 24 км, наблюдаются в районе г. Сеgezжи и оз. Воицкого. Самая высокая сельга — Петросельга, располагающаяся севернее г. Сеgezжа, имеет абсолютную отметку 143 м. Отдельные сельги обладают крутыми обрывистыми склонами и чередуются с заболоченными понижениями. Территории, расположенной к юго-западу от описанных районов, свойственен моренный ландшафт. На равнинной поверхности повсюду встречаются невысокие (5—10 м) разделенные моховыми болотами гряды моренного материала, ориентированные в северо-западном направлении. К северо-востоку от Выгозера развит озово-камовый ландшафт, а на островах Выгозера, Бол-Янц и Мал-Янц встречаются друмлины.

Главным водным бассейном района служит Выгозеро, вбирающее в себя воды многочисленных рек — Сеgezжи, Онды, Пинеги, Кягмы, Вожемы и ручьев — Уроксы, Глубокого, Безымянного, стекающих с водораздела, расположенного за пределами листа между Ондозером и Выгозером. С северо-восточного водораздела, находящегося между Выгозером и Пулозером, текут реки Унежма, Самарека, Викша и др.

Наиболее крупная река — Сеgezжа — берет начало за пределами листа из оз. Сегозера. Впадает она в Линдозеро и затем в Выгозеро. Протяжен-

ность реки на описываемой территории 52 км. Река протекает с юга на север среди моренной равнины в низкой заболоченной местности и имеет меандрирующее русло. Иногда русло засыпано валунами или пересекается гранитными уступами, вследствие чего образуются пороги и перекаты (Попов порог, Кривец и др.). Максимальная глубина русла 4 км, минимальная 0,6—0,8 м. Правыми притоками р. Сегежи являются рр. Кягма и Вожема.

Вторая крупная река — Онда — берет начало на водоразделе, расположенном за пределами листа к западу, в районе Ондозера. На описываемой территории она имеет северо-восточное направление. Сначала р. Онда протекает по моренной равнине, а затем, перед впадением в р. Выг, русло ее пересекает гряды селыг, сложенных метадиабазами, сланцами и кварцитами. В пределах моренной равнины она имеет плоские заболоченные берега и меандрирующее русло. В участке пересечения селыг коренных пород русло ее становится прямолинейным, так как оно приурочено к зоне разлома, образовавшейся в последокембрийский период в юго-восточной части Парандовско-Надвоицкого синклиория. Глубина русла в этой части местами достигает 4—6 м, очень часты пороги, образованные выходами коренных пород. Берега обрывистые, скалистые, сложенные метадиабазами, сланцами и кварцитами.

Река Пизега протекает в широтном направлении, имеет длину на территории листа 12 км, впадает в оз. Линдозеро. Русло р. Пизеги меандрирует по моренной равнине, ширина его 4—6 м, глубина 2—0,8 м, берега плоские, заболочены. В северо-восточной части района протекают рр. Шоба и Кочкома. Река Шоба берет начало из Нижнего Койбоозера и течет на север, образуя на своем пути озеровидные расширения — оз. Пелонч и оз. Шавань, впадая затем в р. Выг. Русло реки порожистое и каменистое. Ширина реки достигает 30 м. Река Кочкома вытекает из Кочкомозера, русло ее подпружено, дно илистое. Глубина русла 1—1,5 м. За пределами листа р. Кочкома впадает в р. Выг.

Самый крупный водоем района — оз. Выгозеро. Оно расположено в центральной части листа и занимает площадь около 900 км<sup>2</sup>. Выгозеро имеет удлиненную форму и ориентировано оно в северо-западном направлении. Берега озера низкие с многочисленными заливами и губами. Обрывистые скалистые берега наблюдаются у северо-западных губ Выгозера (Вонцкой и Майгубы), вдающихся глубоко в сушу. Абсолютная отметка современного уровня Выгозера 89 м.

К крупным озерам, кроме Выгозера, относятся озера Линдозеро, Уросозеро, Кяменицкое, Кяргозеро, Вонцкое, Шобозеро и Кочкомозеро.

Водораздел, располагающийся к северо-востоку от Выгозера, на котором развит озово-камовый ландшафт, изобилует массой небольших (0,3×0,8 км) озер самой разнообразной формы, соединяющихся между собой ручьями и протоками. В западной части листа, помимо отмеченных крупных озер, имеются небольшие ламбы, разбросанные среди моренной равнины.

Первые геологические исследования на территории листа относятся к 18 в., когда было открыто Вонцкое месторождение золота. Сведения о рудках Вонцкого месторождения впервые приводит Я. Н. Озерецковский, посетивший этот район в 1791—1792 гг. В 1877 г. публикуется известная работа А. А. Иностранцева «О геологии и рудных месторождениях Повенецкого уезда», в которой и описывается геологическое строение районов Уросозера, Выгозера и окрестностей г. Сегежа. Позднее, в 1907 г., в центральной Карелии геологические исследования проводил профессор П. А. Борнсов. В 1910 г. он составил сводку по геологии и полезным ископаемым Карелии.

С 1923 по 1926 г. В. М. Тимофеев изучал геологию Вонцкого месторождения и прилегающих к нему районов. Им было установлено, что Вонцкое месторождение не представляет промышленного интереса. С 1930 г. разведкой Вонцкого месторождения занимался Б. П. Воскобойников, который пробурил четыре скважины для подсечения рудоносной жилы на глубину. В интервале глубин 79—120 м были встречены маломощные кварце-

вые прожилки, содержащие незначительную вкрапленность борнита и халькопирита.

В начале 30-х гг. в связи со строительством ББК на северо-западном побережье Выгозера и в бассейне р. Сегежа А. М. Гуреевым (1930ф), В. М. Дервиз (1930ф) производились инженерно-геологические исследования, в процессе которых собирались материалы по геоморфологии, литологии и стратиграфии четвертичных отложений данного района. При проведении трассы ББК у д. Дуброво были найдены валуны серного колчедана. Эти находки послужили обоснованием для постановки валуновых поисков в районе ст. Кочкома—Надвоицы, которые велись под руководством Ю. С. Неуструева. В результате этих работ Ю. С. Неуструевым была выделена близ ст. Парандово перспективная площадь для нахождения месторождений серного колчедана.

В 1934—1935 гг. А. А. Аверин опробовал на золото современные наносы р. Выг и кварцево-карбонатные жилы близ д. Надвоицы и у р. Онды. Опробование дало отрицательные результаты. В отчете Аверина собраны все сведения по Вонцкому месторождению, здесь же он впервые указывает на наличие редких зерен шеелита в кварцевых жилах Вонцкого рудника и р. Онды.

В 1936 г. выходит в свет сводная работа В. М. Тимофеева «Петрография Карелии», в которой указывается, что в Карелии развиты архейские и протерозойские кристаллические образования, разделенные угловым и стратиграфическим несогласием. Архейские образования состоят из двух комплексов: свонийского, представленного гнейсами и олигоклазовыми гранитами, и более молодого ботнического, сложенного сланцами, зеленокаменными породами и рвущими их гранитами. К протерозойским образованиям В. М. Тимофеев относил конгломераты, кварциты, эффузивы Сегозера и сланцы Надвоиц, а также доломито-сланцевые породы Прионежья. Все эти породы он объединил в Карельскую формацию. Конгломераты, кварциты, диабазы и сланцы Надвоиц и Сегозера выделялись им в сегозерский отдел, а доломиты и сланцы Прионежья — в онежский. Оба отдела, по его мнению, залегают согласно. Граниты, рвущие кварциты и диабазы Надвоиц, он считал посткарельскими. В этой работе В. М. Тимофеевым приведено классическое описание метаморфизованных основных эффузивов и их шаровых лав, развитых близ ст. Надвоицы и на берегах оз. Вонцкого.

В 1939—1940 гг. на площади, выделенной Ю. С. Неуструевым, М. Д. Вагановой и Г. О. Кульбах, проводились поиски на серный колчедан, сопровождаемые электроразведкой. В результате этих работ в районе Сяргозера были выявлены электроаномалии, обусловленные графитистыми сланцами, содержащими незначительную вкрапленность пирита. Г. О. Кульбах и М. Д. Ваганова, обследовав Вонцкой рудник, в отвалах кварцевой жилы обнаружили единичные зерна шеелита.

После Великой Отечественной войны, начиная с 1946 по 1961 г., на площади листа производились комплексные геологосъемочные и поисковые работы, в которых принимали участие геологи Северо-Западного геологического управления (Г. Т. Макеенко, 1948ф; С. А. Дюков, 1952—1954ф; Р. Г. Колесникова, 1954ф; В. В. Сиваев, 1960—1961ф; В. С. Степанов, 1959—1961ф и др.). Параллельно этим работам Карельским филиалом АН СССР велись исследования по теме «Стратиграфия протерозоя Карелии». Исполнителями темы являлись К. О. Кратц и В. И. Робонен.

Всеми исследователями на территории листа выделялись архейские гнейсы и гнейсо-граниты, залегающие среди них более молодые комплексы сланцев Уросозера и метаморфизованные основные эффузивы, сланцы и кварциты Надвоиц относились к протерозою. В. М. Тимофеев (1935), а вслед за ним Г. Т. Макеенко (1948ф) спилито-сланцевые породы Надвоиц выделяли в сегозерский отдел карельской формации. С. А. Дюков (1952—1954ф, 1960), Р. Г. Колесникова (1954ф), В. А. Перевозчикова (1957), К. О. Кратц (1958—1960) и В. И. Робонен (1961ф) эти образования считали нижнепротерозойскими. К среднему протерозою В. И. Перевозчикова относил конгломераты и кварциты мыса Сабельникова. В 1952—1954 гг. они были детально

изучены С. А. Дюковым в процессе структурно-поискового бурения, проводимого Северо-Западным геологическим управлением в районе ст. Надвоицы, Кочкома и ст. Сумское (за пределами листа). В результате структурно-поискового бурения С. А. Дюковым был собран обширный фактический материал по геологии и стратиграфии рассматриваемого района. Базируясь на собранном материале и данных разведки Парандовского месторождения серного колчедана, расположенного за пределами листа, им были выделены среди образований нижнепротерозойской подгруппы две разновозрастных, но фашиально различных толщи: парандовская, сложенная конгломератами, аркозами, кварцево-амфиболовыми, кварцево-биотитовыми сланцами, кварцитами, мелкозернистыми, порфиробластическими и гранатовыми амфиболитами, и надвоицкая, состоящая из филлитовидных кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых, кварцево-карбонатных, графитистых, кварцитовых сланцев и порфиринов (1959ф).

В отчете за 1954 г. С. А. Дюков объединяет обе толщи в одну парандовско-надвоицкую, в основании которой описывает базальные конгломераты и аркозы, залегающие на архейских гнейсогранитах. Впоследствии парандовско-надвоицкую толщу он выделяет в парандовскую серию (1960). Стратиграфически выше парандовско-надвоицкой толщи им ставился ондореченско-сумской комплекс кварцитов, метадиабазов, метамандельштейнов, шаровых лав и зеленых сланцев (1952ф). В структурном отношении парандовско-надвоицкая зона, по мнению С. А. Дюкова, представляет сложную синклинали, которой впоследствии К. О. Кратцем (1960) было дано название Выгозерской. В 1961 г. В. С. Степановым на п-ове Марфин-Наволоок были обнаружены конгломераты с галькой пород нижнепротерозойской подгруппы, что позволило ему перекрывающие кварцито-песчаники отнести к летнеозерской свите средней протерозойской подгруппы. Ранее они входили в состав ондореченско-сумского комплекса нижнего протерозоя.

В. И. Робонен, изучавший геологическое строение парандовско-надвоицкой зоны, пришел к выводу о сложном строении Выгозерской синклинали; внутри структуры и в ее краевых зонах им были выделены среднепротерозойские грабен-синклинали, сложенные ятулийскими кварцитами. К сумийским образованиям (по В. А. Перевозчиковой, тунгудско-надвоицким) он отнес основные эффузивы района пос. Сумского и оз. Воицкого (1961ф), налегающие трансгрессивно на породы лопского отдела (парандовской серии, по С. А. Дюкову) и на архейские гнейсо-граниты.

В период с 1953 по 1960 г. В. А. Перевозчиковой, К. О. Кратцем и Л. Я. Харитоновым были составлены ряд обобщающих работ по Карелии, касающиеся и территории описываемого листа. В 1957 г. В. А. Перевозчиковой опубликована статья о протерозое Карелии. В составе нижней протерозойской подгруппы она выделяет парандовскую и тунгудско-надвоицкую серии. К парандовской серии ею относятся сланцы Пезозера. К тунгудско-надвоицкой — осадочно-вулканогенная парандовско-надвоицкая толща и вышележащий ондореченско-сумской вулканогенный комплекс С. А. Дюкова (1952—1954ф). В этой работе В. А. Перевозчикова высказывала мысль о возможном верхнеархейском возрасте пород парандовской серии, в связи с чем границу протерозоя она предлагала проводить в основании тунгудско-надвоицкой серии. По представлениям В. А. Перевозчиковой, тунгудско-надвоицкая серия с угловым несогласием залегает на породах архея и парандовской серии.

К. О. Кратц (1958—1961) в отличие от В. А. Перевозчиковой границу протерозоя проводит в основании парандовской серии, четко выделяя в составе нижней протерозойской подгруппы парандовскую и тунгудскую серии (тунгудская — упрощенное К. О. Кратцем название от тунгудско-надвоицкой). Образования парандовской серии К. О. Кратц выделяет в лопский отдел, а образования тунгудской серии — в сумской. На изданной геологической карте Карельской АССР м-ба 1:1 000 000 (1959) В. А. Перевозчикова парандовскую серию условно относит к нижнему протерозою. В легенде к серии карт Карело-Кольского региона м-ба 1:200 000 объем парандовской серии

по сравнению с изданной геологической картой м-ба 1:1 000 000 В. А. Перевозчиковой толкуется несколько иначе, о чем будет сказано ниже.

Л. Я. Харитонов в 1961 г. опубликовал работу «Стратиграфия протерозоя Карелии и Кольского полуострова», в которой парандовскую серию или, что то же в его представлении, парандовско-надвоицкую толщу С. А. Дюкова выделяет в средний протерозой. Л. Я. Харитонов допускает, что конгломераты, подстилающие парандовскую серию близ с. Сумского, могут быть синхронны сариольским.

В 1961 г. С. А. Дюковым была подготовлена к изданию геологическая карта СССР м-ба 1:200 000 лист Р-36-IV, смежная с запада листу Р-36-V. На этой карте С. А. Дюков выделяет архейские граниты, среди которых полагаются массивы нерасчлененных нижнепротерозойских гранитов. Полосу кварцитов, прослеживающихся вдоль Ругозерской дороги, он относит к среднепротерозойским образованиям летнеозерской свиты, а залегающие среди них пластовые тела габбро-диабазов и габбро-амфиболитов — к ранним среднепротерозойским интрузиям. В этом же году в южной части площади листа производились геолого-съёмочные работы м-ба 1:50 000 под руководством В. В. Сиваева. Предварительные данные геологической съёмки были использованы при составлении геологической карты листа.

Летом 1961 г. на территории листа В. В. Яковлевой и Н. Д. Сыромятиной проводились контрольно-ревизионные маршруты, результаты которых учтены в настоящей работе.

При подготовке геологической карты листа к изданию в основу положены геологические съёмки м-ба 1:10 000, 1:25 000, 1:50 000 и 1:200 000, проведенные Северо-Западным геологическим управлением с 1948 по 1961 г. и фактический материал по структурно-поисковому бурению в районе Парандовского месторождения, с. Сумского и близ ст. Надвоицы. Автором настоящей работы построены геологические разрезы по Кочкомскому и Сумскому буровым профилям, на основании которых в парандовско-надвоицкой толще выделены образования сумской, идельской и тунгудской свит и дано их послыное описание. Используются также материалы детальных геологических исследований сотрудника Карельского филиала АН СССР В. И. Робонена. Геологическая карта листа откорректирована по данным аэромагнитной съёмки м-ба 1:200 000, проведенной Г. А. Поротовой в 1959—1960 гг.

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа принимают участие докембрийские кристаллические породы, перекрытые плащом рыхлых четвертичных отложений. Докембрийские породы представлены образованиями архейской и протерозойской групп. К архейским образованиям относятся гнейсо-граниты, гранодиориты, биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы. Среди них доминирующим развитием пользуются гнейсо-граниты. Протерозойские образования состоят из двух подгрупп — нижнепротерозойской и среднепротерозойской. Породы нижнепротерозойской подгруппы представлены метаморфизованными осадочно-вулканогенными отложениями пезозерской, сумской, идельской и тунгудской\* свит гимольско-парандовской серии. Нижнепротерозойскому магматическому циклу принадлежат интрузии габбро-диабазов, перидотитов, превращенных в серпентиниты, кератофиры и гранитов.

На эродированных породах архея и нижнего протерозоя с локальным несогласием залегают конгломераты, кварциты и кварцито-песчаники летнеозерской свиты среднепротерозойской подгруппы.

\* На территории смежных листов тунгудская свита относится к тунгудско-надвоицкой серии. — Прим. ред.

## АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

### Беломорская серия (?)

#### Нижняя толща (керетьская) (Ab<sub>1</sub>)

К породам керетьской толщи отнесены гранито-гнейсы, биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы, с запада и юга обрамляющие впадину Выгозера. Отдельные выходы этих пород прослеживаются на п-ове Медвежем Наволоке, расположенном на северо-восточном берегу оз. Выгозера.

Простирание гнейсовидности и полосчатости в гранито-гнейсах и гнейсах западного берега Выгозера меридиональное, с местными отклонениями до северо-западного 340°. На южном берегу направление полосчатости и гнейсовидности меняется на широтное. Таким образом, вокруг впадины Выгозера гранито-гнейсы образуют дугообразную структуру, выпуклостью обращенную на юг. В районе оз. Уросозера, д. Табойпорог и р. Сегежи наблюдается ориентировка структур в северо-западном направлении, что особенно хорошо подчеркивается наличием удлиненных гнейсо-гранитных куполов, обрамляемых гнейсами и гранито-гнейсами керетьской толщи. Характерной особенностью описываемых пород являются крутые до вертикального падения гнейсовидности и полосчатости, меняющиеся в различных румбах.

По внешнему виду гранито-гнейсы представляют собой серые неясно-полосчатые породы, обладающие четко выраженной гнейсовидностью. Полосчатость обусловлена чередованием меланократовых прослоев, насыщенных биотитом и амфиболом, с полосами лейкократового состава. Мощность как тех, так и других полос изменяется в широких пределах — от нескольких миллиметров до 0,5 м. Помимо полос наблюдаются скопления биотита и амфибола, имеющие неправильную форму и различные размеры. Границы этих скоплений с окружающей лейкократовой частью породы расплывчатые. Такие участки рассматриваются нами как теневые мигматиты (по Н. Г. Судоговину, гранит-мигматиты), образовавшиеся в результате интенсивной гранитизации первичных осадочных пород керетьской толщи.

Лейкократовые прослои гранито-гнейсов состоят из плагиоклаза —  $Ap_{18}$ —55%, кварца — 40%, биотита и мусковита — 5%. Меланократовые прослои насыщены биотитом и амфиболом до 30—40%, причем в них соответственно уменьшается количество кварца и плагиоклаза. По существу меланократовые прослои и представляют собой типичные биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы с характерными для них гранобластовыми, гетерогранобластовыми и лепидогранобластовыми структурами. Размер зерен, образующих породу, 0,05—1 мм в поперечнике. Амфибол представлен обыкновенной зеленой роговой обманкой, образующей призмы без концевых ограничений. Константы амфибола:  $cNg$ —21°, плеохроизм по  $Ng$  темно-зеленый, по  $Nr$  желтовато-зеленый. Биотит развивается в листочках, ориентированных в одном направлении, плеохромует в коричневатых тонах. Из второстепенных минералов как в гнейсах, так и гранито-гнейсах встречаются мусковит, эпидот, цонзит, хлорит. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и цирконом.

Описанные гнейсы и гранито-гнейсы повсеместно мигматизированы нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами. Мигматизация проявляется в образовании многочисленных послонных и секущих жил кварцево-плагиоклазо-микроклинового состава. Мощность жил изменяется от миллиметров до 0,5—1,5 м и более. Часто встречаются морфологически сложные ветвистые мигматиты типа небулитов, дающие на сером фоне гранито-гнейсов прихотливые узоры. В мигматизированных гнейсах наблюдается мезостатический микроклин с четким решетчатым строением, ассоциирующий с вторичным кварцем. Количество микроклина колеблется от 10 до 40%, кварца — 20—35%. Плагиоклаз гнейсов, подвергшихся мигматизации, серицизирован, и в участках соприкосновения его с микроклином и кварцем наблюдается альбитовая каемка. Биотит замещается мусковитом, а амфибол — хлоритом.

Гранито-гнейсы, биотитовые и биотито-амфиболовые гнейсы по петрографическому составу, структурам и повсеместно ультраметаморфизму могут быть сопоставимы с глубоко метаморфизованными гнейсами керетьской толщи Беломорья (Шуркин, 1961), а также с кольскими гнейсами (Потрубович, 1957).

Описанные образования керетьской толщи отнесены нами к беломорской серии условно. Они отличаются от вышележащих хетоламбинской и лоухской толщ данной серии не только составом и более высокой степенью метаморфизма, но и абсолютным возрастом. По Э. К. Герлингу и А. А. Полканову (1961), породы хетоламбинской и лоухской толщ имеют абсолютный возраст 1700—1800 млн. лет, а гранито-гнейсы керетьской толщи 2100 млн. лет. По мнению автора, при дальнейших исследованиях керетьская толща должна быть выделена в самостоятельную серию архейского возраста.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

### нижняя подгруппа

Образования данной подгруппы представлены порфиробластическими амфиболовыми сланцами пезозерской свиты и спилито-сланцевыми породами сумской, идельской и тунгудской свит гимольско-парандовской серии.

### Гимольско-парандовская серия

Приступая к описанию разреза гимольско-парандовской серии, следует сразу же сказать, что объем ее различными исследователями устанавливается по-разному. В. А. Первозчикова (1958ф) к гимольско-парандовской серии, а в этой зоне к парандовской серии, относит только ее нижние толщи, образованные сланцами суккозерской и пезозерской свит. Верхние части разреза нижнепротерозойской подгруппы, сложенные породами спилито-сланцевого состава, она выделяет в тунгудско-надвоицкую серию. Обе серии, по ее мнению, отделяются друг от друга фазой складчатости, гранитами и разрывом. Каждая серия сопровождается самостоятельным интрузивным циклом, завершающимся гранитами. Гимольско-парандовской серии, по В. А. Первозчиковой, соответствует ранний нижнепротерозойский цикл, а тунгудско-надвоицкой — поздний цикл магматизма.

Разделение нижнего протерозоя на две самостоятельные серии производится также К. О. Кратцем (1958—1960). Образования парандовской серии, по К. О. Кратцу, соответствуют лопскому отделу, а комплексы пород тунгудско-надвоицкой серии — отложениям сумского отдела нижнего протерозоя.

Иного взгляда на объем гимольско-парандовской серии и ее геологический смысл придерживаются С. А. Дюков (1954ф, 1960) и автор настоящей работы. По мнению этих исследователей, пезозерская свита, выделенная В. А. Первозчиковой в самостоятельную серию, является просто базальной толщей для единой непрерывной серии пород нижнепротерозойской подгруппы. Стратиграфически выше лежащие спилито-сланцевые породы сумской, идельской и тунгудской свит соответственно слагают средние и верхние части разреза серии.

Как указывает С. А. Дюков (1953—1954ф, 1960), все перечисленные свиты, в том числе пезозерская, залегают между собой согласно, местами трансгрессивно на архейских гнейсо-гранитах. Какие-либо перерывы, свидетельствующие о наличии самостоятельной фазы складчатости на границе между пезозерской свитой (по В. А. Первозчиковой, парандовской серией) и спилито-сланцевыми породами сумской, идельской и тунгудской свит (тунгудско-надвоицкой серией) в пределах рассматриваемого участка отсутствуют, как и проявление двух циклов магматизма.\*

\* Несогласное залегание пород тунгудско-надвоицкой серии устанавливается в плане карт регионально, а не на отдельном участке. — *Прим. ред.*

В. И. Робонен (1961ф), изучая геологию района ст. Кочкома-Надвоицы, также пришел к выводу о трансгрессивном налегании основных эффузивов сумского отдела на архейские граниты и на сланцы Пезозера, относимые им вслед за К. О. Кратцем к лопскому отделу.

Таким образом, нами выделяется единая нижнепротерозойская серия пород\*, для которой принимаем условное название «гимальско-парандовской», соответствующее легенде серии карт м-ба 1:200 000 Карело-Кольского региона.

Для того чтобы отразить представление различных исследователей о составе нижнепротерозойской подгруппы, верхние ее свиты, сложенные спилито-сланцевыми породами, обозначаем в легенде и на карте как «тунгудско-надвоицкую серию (?)».

Ниже приводим геолого-петрографические описания выделенных свит, заимствованные в основном из работ С. А. Дюкова (1953—1954ф), В. М. Тимофеева (1935), Г. Т. Макеенко (1948ф), Г. И. Колесникова (1953ф), В. С. Степанова и Н. Д. Сыромятиной (1960), дополненные наблюдениями авторов настоящей работы, сделанными ими в контрольно-ревизионных маршрутах 1961 г.

### Пезозерская свита

Породы пезозерской свиты представлены тонкополосчатыми кварцево-плагноклазо-биотитовыми, кварцево-биотито-мусковитовыми сланцами, порфиробластическими сланцами альбито-цонзито-амфиболового и кварцево-цонзитового состава, а также зелеными сланцами, сланцеватыми и мелкозернистыми амфиболитами, содержащими прослойки кварцитов. Сланцы пезозерской свиты слагают нижнепротерозойские структуры, располагающиеся на севере листа и близ его южной рамки в районе Уросозера. Разрез пезозерской свиты близ губы Урокса—Выгозера был описан В. В. Яковлевой и Н. Д. Сыромятиной при проведении ими контрольно-ревизионных маршрутов, где был установлен следующий порядок напластования пород пезозерской свиты (от молодых к древним).

средняя подсвита	Зеленые сланцы, сланцеватые амфиболиты и мелкозернистые амфиболиты, переслаивающиеся с амфиболовыми порфиробластическими и кварцево-плагноклазо-биотитовыми сланцами . . . . .	300 м
	Мелкозернистый амфиболит . . . . .	120 ..
нижняя подсвита	Площчатые кварцево-плагноклазо-биотитовые сланцы, переслаивающиеся с порфиробластическими сланцами альбито-цонзито-амфиболового и кварцево-эпидото-цонзитового состава . . . . .	200 ..
	Тонкополосчатые порфиробластические альбито-цонзито-амфиболовые сланцы . . . . .	150 ..
Суммарная мощность 770 м.		

Аналогичный разрез сланцев наблюдается и в Уросозерской структуре. Отличительной чертой разреза Уросозерской структуры является наличие в его верхней части кварцитов (Степанов, 1959ф).

В пезозерской свите выделяются две подсвиты: нижняя, образованная слоями терригенных тонкополосчатых порфиробластических и площадчатых кварцево-плагноклазо-биотитовых сланцев, и средняя, представленная мелкозернистыми амфиболитами, зелеными сланцами и кварцитами.

### Нижняя подсвита (Pt, pb<sub>1</sub>)

Подсвита образована кварцево-плагноклазо-биотитовыми, кварцево-биотито-мусковитовыми и порфиробластическими сланцами и залегает на

\* В. В. Яковлева отождествляет понятие нижней подгруппы протерозоя с понятием «серия», что, по мнению редактора, является неправильным.—*Прим. ред.*

архейском фундаменте. Как видно из разреза, нижняя часть подсвиты сложена пачкой порфиробластических сланцев мощностью 150 м. Выше по разрезу порфиробластические сланцы сменяются пачкой переслаивания (200 м) их с ритмично-слоистыми кварцево-плагноклазо-биотитовыми и кварцево-биотито-мусковитовыми сланцами. Мощность нижней подсвиты 350 м.

Порфиробластические сланцы представляют собой темно-зеленые тонкополосчатые породы, в которых полосчатость возникает вследствие чередования тонких (от нескольких миллиметров до 1 см) слоев лейкократового и меланократового состава. Структура сланцев тонкогранобластовая. Лейкократовые слои сложены кварцем, альбитом, цонзитом, эпидотом и в незначительных количествах — амфиболом и биотитом. В зависимости от преобладания того или иного минерала среди них могут быть выделены кварцево-эпидото-цонзитовые, кварцево-цонзитовые и кварцево-альбито-эпидотовые разновидности. Меланократовые полосы насыщены амфиболом и биотитом до 20—10% и по составу соответствуют альбито-цонзито-амфиболовым сланцам. Меланократовым полосам свойственна порфиробластическая структура за счет развития в них порфиробласт амфибола и биотита. Амфибол, развиваясь в виде крупных и мелких порфиробласт, имеет сетчатое строение за счет многочисленных включений кварца и альбита. По своим константам, CNg—14°, Ng—темно-зеленый, Np—травяно-зеленый, относится к ряду обыкновенной зеленой роговой обманки. Биотит, плеохроирующий в коричнево-бурых тонах, также образует сетчатые порфиробласты и встречается в чешуйках среди мелкозернистой ткани сланца.

Залегające выше по разрезу темно-серые площадчатые кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы обладают лепидогранобластовой структурой с размером зерен 0,1—0,3 мм. Они состоят из кварца—45%, плагноклаза (An<sub>18-20</sub>)—30%, биотита—20%, мусковита и эпидота—5%. Из аксессуарных минералов в них встречается апатит, сфен, ортит. Текстура сланцев тонкополосчатая, площадчатая. Полосчатость, вызванная чередованием слоев различного минералогического состава, является характерной особенностью всей толщи сланцев и, очевидно, обусловлена первичной слоистостью исходных осадочных пород. Порфиробластические сланцы, вероятно, возникли из мергелистых пород, а кварцево-плагноклазо-биотитовые сланцы — из терригенных песчаных и глинистых осадков, находившихся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма.

### Средняя подсвита (Pt, pb<sub>2</sub>)

Подсвита преимущественно сложена зелеными сланцами и метадиабазами, подчиненное значение в ней имеют кварциты и порфиробластические сланцы. В основании разреза средней подсвиты залегает пласт мелкозернистого амфиболита мощностью 125 м. Выше по разрезу он сменяется пачкой зеленых сланцев, метадиабазов и сланцевых амфиболитов. В Уросозерской структуре среди зеленых сланцев появляются линзы кварцитов. Мощность средней подсвиты в описываемом разрезе 425 м.

Амфиболиты залегające в основании разреза, представляют собой темно-зеленые, почти черные мелкозернистые (0,3—1 мм в поперечнике) осланцованные породы. Они состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки—60%, плагноклаза—30%, кварца, эпидота, цонзита, биотита и кальцита—10%. Аксессуарный минерал—сфен. Структура амфиболитов нематогранобластовая с реликтами микроофитовой. В мелкозернистых амфиболитах наблюдается шаровая отдельность, характерная для эффузивов. Возможно, что мелкозернистые амфиболиты образовались за счет метаморфизма покрова основных эффузивов.\*

Зеленые сланцы, следующие выше по разрезу, обладают нематогранобластовой структурой и тонкополосчатой текстурой. Они состоят из актино-

\* Возможно, что на этом участке присутствуют также основные эффузивы и кварциты сумской или тунгудской свит.—*Прим. ред.*

лита — 50%, альбита — 30%, эпидота и цоизита — 20%. Полосчатость обусловлена чередованием тонких (1—3 мм) полос, насыщенных актинолитом, с полосами альбито-цоизитового состава.

В сланцеватых амфиболитах, перемежающихся с зелеными сланцами, количество актинолита достигает 60—70%, мелкозернистого альбита 30—40%, в связи с чем структура этих пород становится нематобластовой, участками фибробластовой.

Акцессорный минерал представлен сфеном.

Зеленые сланцы и сланцеватые амфиболиты взаимно переслаиваются и часто связаны между собой постепенными переходами.

Зеленые сланцы и сланцеватые амфиболиты являются, очевидно, метаморфизованными туфами основных эффузивов, о чем может свидетельствовать тонкая слоистость и минеральный парагенезис актинолит-альбит.

Кварциты, образующие небольшие линзы и прослои мощностью 15 м среди зеленых сланцев, имеют светло-серую окраску, среднезернистое до мелкозернистое сложение. Обычно они грубо рассланцованы, под микроскопом обнаруживают тонкогранобластовую структуру с реликтами псаммитовой. Порода состоит на 70—80% из зерен кварца размером 0,3—0,4 мм. В подчиненном количестве отмечается мусковит, серицит — 15%, цонзит и карбонат — 10%. В редких зернах встречается гранат, рудный минерал и сфен.

Кварциты и зеленые сланцы — самые молодые породы в описанном разрезе пезоберской свиты. Их взаимоотношения с образованиями сумской свиты неясны. Можно только предполагать, что кварциты, появляющиеся в верхих разреза пезоберской свиты, свидетельствуют об усилении размыва архейского основания, очевидно, связанным с одной из нижнепротерозойских трансгрессий, начавшейся в период формирования базальных отложений сумской свиты.

#### Гимольско-пандовская серия (Тунгудско-Надвоицкая ?)

##### *Сумская свита (P<sub>1</sub>sm)*

В сумскую свиту при составлении легенды к серии карт м-ба 1:200 000 Карело-Кольского региона С. А. Дюковым (1958ф) были выделены конгломераты и аркозовые кварциты, впервые описанные им при проведении структурно-поискового бурения близ пос. Сумское, находящегося в 2 км к северу за пределами листа. По С. А. Дюкову, конгломераты и аркозовые кварциты являются базальным горизонтом осадочно-вулканогенной толщи, названной им пандовско-надвоицкой, впоследствии выделенной в пандовскую серию (1960). В составе этой толщи С. А. Дюков описывал измененные основные и кислые эффузивы, связанные с ними зеленые сланцы и метаморфизованные туфы, биотито-кварцевые, кварцево-биотитовые, кварцево-биотито-хлоритовые и кварцитовые сланцы осадочного происхождения, порфирибластические сланцы и порфирибластические амфиболиты. Основываясь на данных разрезов буровых скважин Сумского профиля №№ 25, 26, 27, 28, 29, 30, 32, 33, описанных С. А. Дюковым, нами составлен сводный послыйный разрез этой толщи (описание пород от молодых к древним):

1. Пачка пльчатых темно-серых кварцево-хлорито-биотитовых, кварцево-альбито-биотитовых сланцев с пластиами слюдястых кварцитов и с многочисленными тонкими прослоями кварцево-карбонатного состава, перемежающихся с порфирибластическими кварцево-амфиболо-биотитовыми и кварцево-хлорито-амфиболовыми сланцами, содержащими редкие пластовые тела метамандельштейнов мощностью 11—40 м.

112 м

2. Пачка метамандельштейнов, вариолитов, метадиабазов, связанных с ними зеленых сланцев, туфобрекчий, диабазовых автобрекчий, измененных вулканических туфов (кварцево-хлорито-альбитовых сланцев), переслаивающихся с редкими прослоями порфирибластич-

ческих кварцево-амфиболо-хлоритовых сланцев, секущихся жилами кератофира

90 м

3. Пачка метадиабазов, метапорфиритов и зеленых сланцев с прослоями порфирибластических кварцево-амфиболо-биотитовых сланцев мощностью 0,5—15 м, редкими линзами порфирибластических амфиболитов и одним покровом альбитофириров мощностью 7—15 м

242 м

4. Горизонт конгломератов и аркозовых кварцитов светло- и темно-серых с прослоями серицито-карбонатно-кварцевого сланца мощностью 2,5—3 м

56 м

Суммарная мощность 500 м.

По сравнению с легендой к серии карт м-ба 1:200 000 Карело-Кольского региона объем сумской свиты нами расширен. В сумскую свиту мы включаем не только горизонт кварцитов и конгломератов, но и вышележащие пачки метаморфизованных основных туфов и парасланцев.

Выделять в самостоятельную стратиграфическую единицу — сумскую свиту — только конгломераты и кварциты, по нашему мнению, не следует. Приводимое описание пород сумской свиты заимствовано из работ С. А. Дюкова.

В пределах описываемого листа породы сумской свиты прослеживаются близ северной рамки, где они слагают краевые зоны Парандовско-Надвоицкого синклинали, Линдозерской синклинали и их внутренние антиклинальные перегибы. Наиболее полный разрез сумской свиты при максимальной мощности ее 500 м известен за пределами листа в 2 км к северу близ с. Сумского. По направлению к югу, у ст. Надвоицы и у Шобозера, мощность свиты уменьшается до 200 м, сменяясь как вверх по разрезу, так и по простиранию трансгрессивно налегающими образованиями идельской свиты.

В основании разреза сумской свиты на дезинтегрированных и серицитизированных, по мнению авторов, выветрелых архейских гранитах, севернее за пределами листа залегает пласт базальных конгломератов мощностью 16 м. Конгломерат образован хорошо окатанными гальками плагиноклазового гранита и кварца размером 1,5—10 см в поперечнике, сцементированных аркозовым кварцитом, состоящим из мелких зерен серицитизированного плагиноклаза, реже микроклина, кварца, серицита и карбоната. Структура цемента гранобластовая с реликтами бласто-псаммитовой. Вверх по разрезу конгломерат постепенно сменяется аркозовым кварцитом, по составу и структуре аналогичным цементу конгломерата. Из акцессорных минералов в аркозовом кварците встречается турмалин. Среди аркозовых кварцитов присутствуют прослои кварцево-карбонатно-серицитовых сланцев мощностью 2,5—3 м. По внешнему виду это серые тонкослоистые породы, в которых слоистость вызвана чередованием слоев серицита со слоями кварцевого и кварцево-карбонатного состава, имеющими мощность 1—3 мм. Количество карбоната в таких прослоях достигает 20—30%. Структура сланцев лепидогранобластовая. Мощность кварцитов и конгломератов 56 м.

На горизонте аркозовых кварцитов и конгломератов согласно залегает пачка метадиабазов, метапорфиритов, зеленых и порфирибластических сланцев, содержащих единичные линзы порфирибластических амфиболитов и один покров альбитофириров.

Метапорфириты образуют пластообразные тела мощностью 6—25 м. Макроскопически это темно-зеленые афанитовые породы, состоящие из мелких зерен альбита, актинолита, эпидота, цоизита, хлорита и биотита. На фоне мелкозернистой основной массы выделяются порфиривидные вкрапления лейст альбита (Ап 5—8). Структура основной массы микробластоофитовая, всей породы в целом бластопорфиритовая.

Метадиабазы — темно-зеленые мелкозернистые породы. Минералогический состав их аналогичен метапорфиритам, структура гранонематобластовая, сочетающаяся с бластоофитовой.

С метадиабазами и метапорфиритами постепенными переходами связаны зеленые сланцы, которым свойственны нематогранобластовые структуры с реликтами офитовых. Зеленые сланцы состоят из альбита, кварца, актинолита, эпидота, биотита, цоизита и хлорита. Акцессорный минерал — сфен. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяются альбито-эпидото-актинолитовые, альбито-биотито-эпидотовые, альбито-хлорито-актинолитовые и другие разновидности сланцев.

Помимо метаморфизованных основных пород в нижней части разреза сумской свиты наблюдается один покров альбитофинов мощностью 7 м и линзы порфиробластических амфиболитов мощностью 15 м.

Альбитофиры — темно- и светло-серые афанитовые породы, состоящие из мелкозернистой массы альбита, кварца, биотита и порфиридных вкрапленных лейста альбита (An). Структура мелкозернистой массы тонколепидогранобластовая, всей породы — бластопорфиридная. В отдельных участках альбитофира наблюдаются порфиробласты синие-зеленой обыкновенной роговой обманки. В таких случаях порода приобретает облик порфиробластического сланца кварцево-альбито-амфиоло-биотитового состава.

Порфиробластический амфиболит — темно-зеленая мелкозернистая порода, состоящая из обыкновенной зеленой роговой обманки — 30—40% и мелких зерен плагиоклаза и кварца — 60—70%. Структура амфиболита порфиробластовая и нематогранобластовая.

Средняя часть разреза сумской свиты сложена пачкой метаморфизованных лав и туфов как основного, так и кислого состава. К первым относятся метамандельштейны, вариолиты и развивающиеся по ним зеленые сланцы. Ко вторым — измененные туфы кислого состава (кварцево-хлорито-альбитовые сланцы) и туфобрекчи.

Среди вулканогенных пород весьма подчиненное значение имеют порфиробластические кварцево-амфиоло-хлоритовые и кварцево-амфиоло-биотитовые сланцы, встречающиеся в виде редких прослоев и линз небольшой мощности. Мощность пачки вулканогенных пород составляет 90 м.

Метамандельштейны представляют собой темно-зеленые мелкозернистые породы, отличающиеся от метадиабазов нижней пачки наличием миндалины, количество которых в отдельных разновидностях достигает 55%. Миндалины имеют удлиненную вытянутую форму и выполнены кварцем, эпидотом и биотитом. С. А. Дюков (1954ф) эти породы рассматривает как метаморфизованные пенные лавы.

Измененный вариолит залегает среди метамандельштейнов в виде прослоев мощностью 0,65 м. По внешнему виду это темно-серая тонкозернистая плотная порода, состоящая из альбита, образующего участки крипторксталлического строения, сочетающиеся с эллипсоидальными и округлыми стяжениями, в которых лейсты альбита образуют лучистые агрегаты.

Туфобрекчи имеют неоднородный состав и реликтовые обломочные структуры. Мощность образуемых ими пластов 1,35—16 м. Туфобрекчи состоят из мелких (0,5—1,5 мм) линзовидных и эллипсоидальных обломков альбитофинов и кварцево-биотитового сланца. Обломки сцементированы крупнозернистым карбонатом. В породе много эпидота, наблюдаются хлорит и мелкие зерна магнетита. Туфобрекчия содержит многочисленные порфиробласты амфибола, замещающиеся соссюритом.

Верхние части разреза сумской свиты сложены пачкой сланцев осадочного и туфогенного происхождения, среди которых залегает один покров метамандельштейна. Мощность пачки сланцев 112 м. В строении пачки принимают участие пльчатые тонкополосчатые темно-серые кварцево-хлорито-биотитовые, кварцево-биотитовые сланцы, перемежающиеся с порфиробластическими кварцево-амфиоло-биотитовыми и кварцево-хлорито-амфиоловыми сланцами, содержащими пласты слюдястых кварцитов и многочисленные тонкие (2—5 мм) прослои кварцево-карбонатного состава. Полосчатость в сланцах вызвана чередованием зеленоватых прослоев, с серыми мощностью от 1 до 20 мм.

Зеленоватые прослои насыщены хлоритом, в подчиненном количестве в них присутствуют кварц, альбит, биотит. Серые прослои имеют кварцево-

альбитово-биотитовый состав. В зависимости от преобладания тех или иных минералов выделяются кварцево-биотито-хлоритовые, кварцево-хлорито-биотитовые, кварцево-альбито-биотитовые сланцы. Структура сланцев тонкогранобластовая и лепидогранобластовая. Разновидности сланцев кварцево-альбито-биотитового состава рассматриваются С. А. Дюковым (1953—1954ф) как метаморфизованные туффиты кислого и среднего состава.

Слюдистый кварцит образует пласт мощностью 15 м, залегающий в верхней части разреза толщи. Макроскопически это тонкополосчатая ослабленная порода, состоящая из кварца — 80—90% и биотита 10—30%. Из акцессорных минералов встречается турмалин. Структура тонкогранобластовая с реликтами бластопсаммитовой. Как в слюдястых кварцитах, так и в описанных выше сланцах постоянно присутствует в виде порфиробласт обыкновенная синие-зеленая роговая обманка в количестве 10—40%, поэтому они и были выделены С. А. Дюковым (1953ф) как порфиробластические.

Минеральный парагенезис описанных сланцев — кварц, альбит, хлорит, биотит, их тонкая слоистость и наличие реликтов осадочных структур позволяют сделать заключение о происхождении этих пород из песчано-глинистых отложений и пересланяющихся с ними туффитов, впоследствии претерпевших метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев. Появление в сланцах порфиробласт амфибола, по мнению С. А. Дюкова (1954ф), обусловлено влиянием гидротермального метаморфизма, связанного с нижнепротерозойскими гранитами.

Описанная пачка сланцев согласно перекрывается кварцитами идельской свиты, что наблюдается в скв. 30 Сумского структурно-бурового профиля, расположенного за пределами листа к северу.

#### Идельская свита (Pt<sub>1</sub>id)

Из пород, развитых на территории листа, к идельской свите мы относим вулканогенно-осадочную толщу, сложенную в основном филлитами, филлитовидными, графитистыми сланцами, метаморфизованными кислыми и основными эффузивами и туфами. Породы идельской свиты образуют крылья внутренних синклиналиных прогибов Парандовско-Надвоицкого синклинория, располагающихся в районах р. Онды, Запань Онды (устье) и оз. Пелонч. Они же выполнены центральной частью Линдозерской синклинали, ее линейный северо-западный синклиналиный прогиб и краевая часть Парандовско-Выгозерского синклинория близ Сяргозера и ст. Надвоицы, где породы идельской свиты залегают согласно на измененных метамандельштейнах сумской свиты, частью налегают трансгрессивно на архейские гнейсо-граниты.

Нами составлен сводный послыйный разрез идельской свиты, по данным С. А. Дюкова (1953ф) и Р. Г. Колесниковой (1954ф), производившим структурно-поисковое бурение в районе краевого прогиба синклинория близ ст. Надвоицы.

Разрез по скв. 8, 9, 10 Надвоицкого структурно-бурового профиля:

- |   |         |
|---|---------|
| 1. Кератофир рассланцованный, сечется жилой кальцита мощностью 0,4 м  | 12,00 м |
| 2. Пачка филлитовидных карбонат-хлорито-кварцевых и кварц-карбонат-хлоритовых темно-зеленых сланцев с рассеянной вкрапленностью пирита и с прослоями графитистых сланцев мощностью 0,5—2 м, секущихся жилами кератофинов мощностью 1,25—5 м | 86 ..   |
| 3. Пачка филлитовидных кварцево-хлоритовых, кварц-биотито-хлоритовых, кварц-актинолито-хлоритовых темно-зеленых сланцев, секущихся кварцевыми жилами и жилами кератофира мощностью 0,4—0,8 м  | 89 ..   |
| 4. Пачка кварцево-карбонатных и серицит-карбонатно-кварцевых сланцев светло-серых с прослоями кварцитов и кварцево-серицитовых сланцев мощностью 1—0,5 м  | 100 ..  |



5. Горизонт кварцитов светло-серых с прослоями серицито-кварцевого и кварцево-карбонатного сланца, мощностью \* 0,5—2 м 67 м  
Суммарная мощность . . . . . 354 м

В синклинальном прогибе, близ ст. Надвоицы и Сяргозера, породы идельской свиты залегают согласно на измененных метамандельштейнах сумской свиты (скв. 11, 14), а в Линдозерской синклинали кварциты и кварцево-серицитовые сланцы нижнего горизонта свиты лежат на коре выветривания архейских гнейсо-гранитов, обнаруженной В. В. Яковлевой и Н. Д. Сыромятиной при проведении контрольно-ревизионных маршрутов 1961 г. В 5 км к северо-западу по дороге от г. Сегежи нами наблюдался непосредственный контакт между архейскими выветрелыми плагиоклазовыми гнейсо-гранитами и перекрывающими их кварцитами идельской свиты. Выветрелые гнейсо-граниты представляют собой зеленовато-серые сильно серицитизированные мелкозернистые породы. Они состоят из полностью серицитизированного плагиоклаза и зерен кварца, образующих скелет гранитной структуры. Эта порода постепенно переходит в зону мелко дезинтегрированных гранитов (выветрелую дресву) мощностью 2 м. В свою очередь выветрелая дресва гранитов незаметно сменяется зеленовато-серыми серицитовыми кварцитами, переслаивающимися с филлитовидными кварцево-серицитовыми сланцами. Кварциты, сланцы и выветрелые плагиоклазовые гнейсо-граниты секутся жилами гранитных пегматитов кварцево-плагиоклазового состава мощностью 2 м.

Как видно из приведенного выше разреза, в основании свиты залегают горизонт кварцитов, перемежающихся с прослоями филлитовидных сланцев мощностью 0,5—2 м.

Кварциты представляют собой серовато-белые, иногда зеленоватые плотные мелкозернистые породы, в той или иной степени рассланцованные. Им свойственны тонкогранобластовая структура с реликтами бластопазмитовой. Кварциты состоят из окатанных зерен кварца — 80—95%, серицита, карбоната — 15%, микроклина и альбита — 5%.

Филлитовидные сланцы — зеленовато-серые, тонкосланцеватые породы, обладающие лепидогранобластовой структурой за счет присутствия в них серицита в количестве до 80%. В разновидностях, обогащенных карбонатом — 30—40%, соответственно уменьшается количество серицита, и помимо указанных минералов в сланцах имеются альбит и микроклин. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяются кварцево-серицитовые и кварцево-карбонатные сланцы. Горизонт кварцитов вверх по разрезу сменяется пачкой светло-серых кварцево-карбонатных и серицито-карбонатно-кварцевых сланцев. Прослой кварцитов в ней встречаются реже и мощность их колеблется от 1 до 6,5 м.

По своему минералогическому составу и структуре эти сланцы аналогичны вышеописанным из кварцитового горизонта. Мощность пачки светло-серых кварцево-карбонатных сланцев равна 100 м. Выше пачки светлых кварцево-карбонатных и кварцево-серицитовых сланцев располагается пачка филлитовидных темно-зеленых сланцев, в которых помимо серицита и кварца в больших количествах (60—70%) содержатся альбит, хлорит, биотит и реже актинолит. Последний образует призматические порфиробласты в основной ткани сланца с лепидогранобластовой структурой. Текстура сланцев тонкополосчатая; слои мощностью 1—3 мм, обогащенные хлоритом и биотитом, чередуются с такими же тонкими слоями кварцево-альбитового состава, что очень напоминает первичную слюистость. Наличие в сланцах хлорита и альбита дает нам основание считать их метаморфизованными пепловыми туффидами. Мощность пачки туффилов измеряется в 89 м.

\* Положение кварцитов ниже филлитовидных сланцев и кератофилов является спорным. По мнению других исследователей, они залегают выше филлитовидных сланцев и относятся к низам тунгудской свиты. — *Прим. ред.*

Залегающая выше по разрезу пачка темно-зеленых кварцево-хлоритовых и кварцево-биотито-хлоритовых сланцев обогащена карбонатным материалом. Появляются многочисленные тонкие (1 мм—5 см) прослой, в которых песчанисто-туфовый материал — кварц, хлорит, альбит — уступает место карбонату, содержание которого достигает 40—50%. Структура сланцев тонкогранобластовая и лепидогранобластовая. Таким путем образуются карбонатно-хлорито-кварцевые и кварцево-карбонатно-хлоритовые сланцы, в которых повсеместно наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность кристалликов пирита размером 1—2 мм. Среди описанных сланцев наблюдаются прослой графитистых сланцев, насыщенных тонкодисперсным графитом до 20—30%. Мощность пачки филлитовидных карбонатно-хлорито-кварцевых и графитистых сланцев равна 86 м. Филлитовидные сланцы секутся жилами кератофира мощностью 0,4—1,2 м и кварцево-карбонатными жилами мощностью 0,4—0,8 м.

Породами, перекрывающими идельскую свиту, являются зеленые сланцы, метамандельштейны и метапорфириты тунгудской свиты, залегающие согласно на графитистых и филлитовидных сланцах верхней пачки идельской свиты. Основываясь на сходстве литолого-фациального характера разреза, петрографического состава, структуры и степени метаморфизма, породы идельской свиты сопоставляются нами с толщами сланцев, слагающих нижнюю подсвиту бергаульской свиты, которая прослеживается, по нашим данным (листы геологической карты Р-36-ХVI, X), в центральной Карелии и в районах Совдозера, рудника Бергаула, д. Покровское и д. Койкары.

#### Тунгудская свита (Pt<sub>1</sub>In)

К породам тунгудской свиты мы относим выделенные В. М. Тимофеевым (1935) в сегозерско-надвоицкий комплекс карельской формации, а позднее С. А. Дюковым (1953ф) в нижнепротерозойский ондоречинско-сумской комплекс метадиабазы, метамандельштейны, шаровые лавы, метапорфириты, связанные с ними зеленые сланцы (альбит-эпидото-актинолитовые, эпидото-цизоит-актинолитовые, актинолит-биотито-эпидотовые и другие разновидности), альбитофиры, филлитовидные кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и графитистые сланцы. Эти породы слагают верхние горизонты непрерывного разреза \* нижней протерозойской подгруппы или, что то же в нашем представлении, — гимольско-парандовской серии. В пределах площади листа они выполняют внутренние прогибы Парандовско-Выгозерского синклинали в районе оз. Воицкого. Ориентировочная мощность образований тунгудской свиты составляет 300 м. В скв. 1, расположенной близ ст. Надвоицы, видно, что метаморфизованные основные эффузивы тунгудской свиты лежат согласно на филлитовидных сланцах идельской свиты, взаимно переслаиваясь с ними. Последовательность напластования пород в самой тунгудской свите пока точно не установлена. По имеющимся фактическим материалам — обнажениям коренных пород Кочкомской (Дюков, 1951ф) и Выгозерской (Колесникова, 1954ф) партий, можно предположительно судить о том, что доминирующим развитием в тунгудской свите пользуются основные метаморфизованные эффузивы, которые в верхней части разреза замещаются филлитовидными сланцами и альбитофирами.

Петрографический состав и структура этих пород аналогичны вышеописанным метаморфизованным эффузивам и сланцам сумской и идельской свит, поэтому во избежание повторов их описания мы здесь не приводим. Интересующихся относим к работе В. М. Тимофеева «Петрография Карелии, где им дано классическое описание основных эффузивов, шаровых лав и сланцев сегозерско-надвоицкого комплекса, которые и слагают тунгудскую свиту.

\* Непрерывность нарушается появлением на гранитах коры выветривания в основании идельской свиты — тунгудско-надвоицкой, по В. А. Первозичниковой. — *Прим. ред.*



Отличительной особенностью метаморфизованных эффузивов и сланцев осадочного генезиса тунгудской свиты является большая сохранность их первичных магматических и осадочных структур. Для метадиабазов характерна бластоофитовая структура, метапорфиритов и альбитофиров — бластопорфировидная, а филлитовидным кварцево-серицитовым и кварцево-серицито-хлоритовым сланцам присущи blastopelитовые и blastoaleвропелитовые структуры. Таким образом, устанавливается наиболее низкая степень метаморфизма пород тунгудской свиты по сравнению с нижележащими образованиями.

Филлитовидные кварцево-серицитовые сланцы верхнего горизонта свиты местами согласно, а местами с локальным угловым несогласием перекрываются кварцито-песчаниками и кварцитами летнеозерской свиты среднепротерозойской подгруппы.

#### СРЕДНЯЯ ПОДГРУППА

##### Сегозерско-онежская серия

На территории листа из пород сегозерско-онежской серии развиты конгломераты, кварцито-песчаники и кварциты летнеозерской свиты, слагающие нижние горизонты средней протерозойской подгруппы.

##### Летнеозерская свита

В состав летнеозерской свиты входят базальные полимиктовые конгломераты и толща кварцито-песчаников. Эти породы образуют узкие синклиналильные структуры, располагающиеся во внутренней зоне Парандовско-Выгозерского синклиналия. Конгломераты относятся к первой подсвите летнеозерской свиты, а вышележащая толща кварцитов и кварцито-песчаников — к нерасчлененным второй и третьей подсвитам.

##### Первая подсвита ( $P_{12lt}$ )

Выходы полимиктовых конгломератов, образующих нижнюю подсвиту, впервые были обнаружены В. М. Тимофеевым (1935) на м. Сабельникова Выгозера. В конгломератах В. М. Тимофеев отмечал гальки кварцита, кераатофира и микроклинового гранита. Р. Г. Колесникова на восточном берегу м. Сабельникова наблюдала слоистые конгломераты, состоящие из хорошо окатанных галек кварца и гранита (1953ф). Позднее В. С. Степанов (1960ф) описал конгломераты на п-ове Марфин-Наволоок, содержащие гальку кварца, гранита и зеленых сланцев. Цемент конгломерата темно-серый кварцево-биотитового состава. Конгломераты подстилаются эродированными кварцево-серицито-карбонатными сланцами идельской свиты гимольско-парандовской серии и перекрываются аркозовыми кварцито-песчаниками и кварцитами нерасчлененной второй и третьей подсвиты летнеозерской свиты.

##### Летнеозерская свита (нерасчлененная) ( $P_{12lt}$ )

Свита образована второй и третьей подсвитами. Ко второй подсвите мы относим горизонт аркозовых кварцито-песчаников, непосредственно залегающих на полимиктовых конгломератах п-ова Марфин-Наволоок и ритмично слоистой толщу темно-серых кварцито-песчаников и темных филлитов, встречающихся в районе Кяргозера. Летом 1961 г. в процессе контрольно-ревизионных маршрутов В. В. Яковлевой и Н. Д. Сыромятиной совместно с В. В. Сиваевым был описан разрез второй подсвиты, вскрытый канавами Уросозерской партии близ д. Кяргозеро (перечисление пород от молодых к древним):

1. Кварцито-песчаники темно-серые, ритмично слоистые, со знаками ряби и косой слоистостью, переслаивающиеся с многочисленными прослоями черных филлитов мощностью 0,5—30 см . . . . . 40 м

2. Аркозовые кварцито-песчаники темно-серые ритмично слоистые с прослоями гравелитов мощностью 3—5 м и черных филлитов . . . . . 9 м  
3. Аркозовый кварцито-песчаник зеленовато-серый, косослоистый с гравелитными прослоями мощностью 5—20 см, содержащими обломки кварцита и филлитовидных сланцев . . . . . 1 м  
Мощность по разрезу . . . . . 50 м

Нижняя часть разреза свиты сложена аркозовыми кварцито-песчаниками, которые налегают на выветрелые эффузивные метадиабазы тунгудской свиты. В зоне выветривания метадиабазы дезинтегрированы, ослаблены и превращены в породу альбито-актинолито-хлоритового состава.

Аркозовые кварцито-песчаники, залегающие на выветрелых метадиабазе, представляют собою зеленовато-серые и темно-серые косослоистые породы, состоящие из кварца, плагиоклаза, единичных зерен микроклина, сцементированных серицитом, хлоритом и биотитом. Структура blasto-псаммитовая, размер зерен 0,2—0,8 мм. В результате насыщения отдельных прослоев кварцито-песчаника мелкими (0,5—2 мм) обломками кварца, кварцита и филлитовидных сланцев, образуются гравелиты. Мощность прослоев гравелитов 5—20 см. Выше по разрезу аркозовые кварцито-песчаники сменяются пачкой темно-серых мелкозернистых кварцито-песчаников преимущественно кварцевого состава, насыщенных серицитом и биотитом. Кварцито-песчаники содержат многочисленные прослои черных филлитов с blasto-пелитовой структурой, мощность которых 0,5—30 см. Для всей пачки пород характерно проявление ритмичной слоистости и наличие знаков ряби. Мощность ритмично-слоистой пачки 40 м. Выше на ней согласно залегают зеленовато-белые кварцито-песчаники и сливные кварциты верхней подсвиты. Наличие в кварцито-песчаниках и филлитах средней подсвиты ритмичной и косой слоистости, знаков ряби и прослоев гравелитов дает нам основание относить эти образования к отложениям русловых потоков. Темноцветный характер толщи мы связываем с выветриванием и разрушением эффузивов тунгудской свиты, дававшей рыхлый материал грауваккового типа. Верхняя подсвита образована зеленовато-белыми кварцево-серицитовыми кварцито-песчаниками и сливными кварцитами, перемежающимися с прослоями кварцевых конгломератов и кварцево-серицитовых сланцев. Кварцито-песчаники состоят из кварца — 60%, плагиоклаза — 20% и серицита — 20%. Из акцессорных минералов в них встречаются турмалин, циркон, монацит.

В сливных кварцитах количество кварца достигает 95%, и 5% составляют серицит и хлорит. Структура сливных кварцитов гранобластовая (размер зерен 0,1—0,5 мм), кварцито-песчаников — blasto-псаммитовая. Прослои кварцевых конгломератов содержат хорошо окатанные гальки кварца величиной 2—3 см в поперечнике. В отдельных прослоях количество галек достигает 50—70%. Кварцево-серицитовые сланцы представляют собой зеленоватые тонкоосланцованные породы, состоящие из серицита 60—80%, кварца и карбоната 20—40%. Структура сланцев лепидобластовая с реликтами blasto-пелитовой. Кварцито-песчаники и кварциты верхней подсвиты насыщены тонкими (5—10 см) прослоями и линзами карбонатного состава.

На геологической карте показаны нерасчлененные вторая и третья подсвиты, так как из-за незначительной мощности они не могут быть отражены на карте.

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения почти сплошным чехлом покрывают всю исследованную территорию и отсутствуют лишь в местах, где на дневную поверхность выходят докембрийские коренные породы. Мощность четвертичных отложений колеблется от нескольких сантиметров на возвышенностях и их склонах, сложенных коренными породами, до нескольких десятков метров в районах развития ледниковых и доледниковых аккумулятивных форм. Весь комплекс четвертичных отложений отнесен к верхнему (новочетвертичному) отделу ( $Q_3$ ) и современному отделу ( $Q_4$ ).

## Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

Наиболее древними четвертичными образованиями на территории листа являются межледниковые отложения.

Межморенные осадки мощностью (3—4 м) были обнаружены у деревни Дуброво еще в период работ по изысканию трассы ББК. Здесь под слоем верхней морены мощностью 5—7 м вскрыты слоистые осадки, представленные в верхних горизонтах песками и супесями, а в нижних — песчаными глинами. Наиболее полно межледниковые отложения были описаны Е. С. Соколовой (1951ф) в нижнем течении р. Онды. Здесь межморенные осадки представлены глинами с прослоями песков, слоистыми песками с супесями, которые перекрыты мореной последнего оледенения. В слоистых песках и супесях Е. С. Соколовой была обнаружена морская фауна моллюсков, по характеру соответствующая фауне, описанной Н. И. Апухтиным (1948) в онежских межледниковых слоях. В этом же районе Е. С. Соколова наблюдала разрез межледниковых отложений, представленных пресноводными осадками озерного типа.

Межледниковых характер этих отложений подтверждается данными пылевого анализа. В споро-пылевом комплексе встречаются единичные пылевые зерна орешника и ивы и значительное количество спор папоротников. По-видимому, климат в период отложения этих осадков был аналогичен современному и даже немного теплее.

В. В. Сиваевым (1961ф) межледниковые отложения отмечаются вдоль депрессии оз. Выгозера, где они представлены слоистыми супесями и глинами с песчаными прослоями. На п-ове Медвежье В. В. Сиваев (1961ф) обнаружил межморенные безвалунные хорошо отсортированные пески с горизонтальной слоистостью, обусловленной чередованием прослоев гравийно-галечного материала и прослоев крупнозернистого песка.

По мнению В. В. Сиваева (1961ф), не исключена возможность, что часть описываемых межморенных отложений ошибочно отнесена к межледниковым. На самом же деле они могут быть осадками камовых холмов с моренным чехлом, впоследствии эродированным и размытым позднеледниковыми водами.

В. В. Ломакин и А. И. Животовская (1937ф), производившие исследование в районе р. Онды и на площади, расположенной к северо-востоку от Выгозера, выделяли три морены. Песчаные и супесчаные отложения, разделяющие эти морены, они рассматривали как межстадиальные, так как в пылевых анализах этих осадков отсутствовали теплолюбивые формы.

Н. И. Апухтин (1952ф), обобщая материал по межморенным осадкам этих районов, пришел в выводу об их межледниковом характере. Наличие холодолюбивых форм диатомовых и пыльцы Н. И. Апухтин объясняет присутствием в разрезе только верхних слоев межморенных осадков. Вопрос о возрасте карельских межледниковых отложений до сих пор остается дискуссионным. Ряд исследователей: С. А. Яковлев (1933 г), И. М. Покровская (1947), Н. И. Апухтин (1948) признают существование самостоятельного четвертичного оледенения (карельского, по Яковлеву) и карельские межледниковые слои относят к отложениям четвертичного новомежледниковья, сопоставляемого по времени с Мгинской трансгрессией. В то же время ряд крупных исследователей Карелии: М. А. Лаврова (1948), Г. С. Бискэ (1959) и др. отрицают существование самостоятельного карельского оледенения и все карельские межледниковые слои сопоставляют с межледниковой толщей Северной Двины, датируемой временем бореальной трансгрессии, ивневшей место в днепровско-валдайскую (рисс-вюрмскую) межледниковую эпоху.

Ледниковые отложения представлены верхней мореной, покрывающей значительную часть площади листа. Мощность морены неодинакова и колеблется от 10 см—0,5 м до 17,4 м (Надвоицкий буровой профиль, скв. 14). Средняя мощность верхней морены 3—4 м.

По литологическому составу ледниковые отложения представлены песчаными и супесчаными разновидностями. Обломочный материал составляет

25—30% основной массы породы, иногда содержание его достигает 40—60%. Степень окатанности валунов различная. Преобладают валуны местных пород — кварцитов, метадиабазов, метамандельштетнов, различных сланцев, микроклиновых и других гранитов.

Обычно нижний горизонт морены более плотный и имеет сероватую окраску; верхний — менее плотный и цвет его желтоватый либо ржаво-бурый.

Флювиогляциальные отложения, связанные с деятельностью талых ледниковых вод, развиты преимущественно в пониженных участках рельефа. Состав флювиогляциальных осадков и характер образуемых ими форм определяется условиями их отложения. Потоки талых ледниковых вод слагают хорошо выраженные в рельефе озовые гряды и приозовые шлейфы. Озовые гряды приурочены в основном к депрессиям оз. Выгозера и к долинам рек Онда, Шоба и другим, по которым осуществляется сток талых ледниковых вод.

Флювиогляциальные отложения, образующие озы, представлены песчано-гравийно-галечными и реже песчано-галечно-валунными отложениями.

Отложения внутреледниковых озер занимают значительные площади на исследованной территории. Они слагают ясно выраженные в рельефе возвышенности — камы. Камовый ландшафт развит в северо-восточной части листа, к востоку и северо-востоку от оз. Выгозера, в районе юго-западного и северо-восточного берегов оз. Шобозеро; юго-западнее оз. Тилино, в районе Май-губы и Лей-губы и южнее р. Сегежи. Кроме того, отдельные небольшие массивы наблюдаются по всей исследованной площади.

Камы сложены хорошо отсортированными горизонтально слоистыми песками с различной крупностью зерна. В верхней части разреза горизонтальная слоистость иногда сменяется облегающей. Очень часто камовые холмы имеют моренный чехол мощностью от 0,7 до 5 м; иногда от моренных чехлов в результате перемыва позднеледниковыми водами на поверхности камов остаются лишь валуны.

Мощность флювиогляциальных отложений определяется условиями отложения и высотой образуемых форм и колеблется от 2—5 м до 25, реже 40 м даже 60 м (к востоку от оз. Выгозера).

Озерно-ледниковые отложения наиболее широко развиты близ побережья оз. Выгозера и на п-ове Май-Наволоок, по долине р. Выг в районе оз. Уросозеро.

Литологический состав озерных осадков разнообразен. Они представлены супесями и песками различной крупности с единичными прослоями гравия и песчаных суглинков, в отдельных случаях ленточными глинами (д. Дуброво).

Вопрос о генезисе этих отложений до настоящего времени остается нерешенным, так как район их распространения попадает в полосу предполагаемого позднеледникового морского пролива, соединяющего Белое море с Балтийским. До настоящего времени в пределах площади листа Р-36-V не найдено достоверных доказательств позднеледникового морского генезиса рассматриваемых отложений. Поэтому развитые здесь осадки относим к отложениям озерно-ледникового бассейна, образовавшегося в результате скопления ледниковых вод.

Позднеледниковый возраст этих осадков до некоторой степени условен и приписан им в связи с относительно высоким гипсометрическим залеганием над современным уровнем озерных бассейнов, а также отсутствием в них палеонтологических остатков, что не характерно для озерных отложений послеледникового времени.

## Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

К образованиям современного отдела, встречающимся на территории листа, отнесены торфяно-болотные, элювиальные и озерные отложения. Аллювиальные и озерные отложения имеют очень ограниченное распространение и незначительную мощность, поэтому на геологической карте не отражены.

Озерные отложения приурочены к берегам современных озер,

где они слагают низкие береговые террасы, пляжи и береговые валы. Эти отложения в основном представлены мелкозернистыми и грубозернистыми песками с хорошо окатанной галькой. Значительно реже наблюдаются валунные пляжи, образовавшиеся на участке размыва крутых берегов, сложенных мореной и флювиогляциальными отложениями.

Аллювиальные отложения вследствие молодости речной сети имеют очень незначительное распространение и отмечаются в руслах небольших рек и на берегах р. Онды. Все реки исследованной территории не имеют выработанного профиля, надпойменные террасы отсутствуют. В единичных случаях на участках спокойного течения рек наблюдаются узкие пойменные террасы. Литологический состав аллювия зависит от характера размываемых четвертичных отложений и от скорости течения потоков. Ручьи и реки, протекающие по местности, покрытой ледниковыми отложениями, отлагают аллювий, представленный хорошо отмытыми песками, гравием, галькой и валунами. На участках, где реки текут по озерным равнинам и скорость течения их незначительна, аллювиальные отложения представлены песками, суглинками и илами. Аллювий р. Онды представлен песками, а на порожистых участках крупногалечным материалом и валунами.

Аллювиальные отложения залегают на послеледниковых озерных осадках и ничем не перекрываются, следовательно, они образовались в послеледниковое или более позднее время.

Торфяно-болотные отложения развиты очень широко. Формирование торфяников происходило как в результате зарастания озер, так и за счет заболачивания водоразделов. В первом случае площади и мощность болотных отложений больше, во втором меньше. Мощность торфяно-болотных отложений изменяется от 0,5 до 2 м. Торфяники, образовавшиеся в результате зарастания озер, имеют мощность 4—7 м. Чаще всего торф слабо или среднеразложившийся.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Развитые на территории листа интрузивные породы относятся к двум магматическим циклам — архейскому и нижнепротерозойскому.

#### АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

К архейскому интрузивному циклу относятся полевошпатовые амфиболиты, гнейсо-граниты и гранодиориты, образующие основание для вышележащих супракрустальных толщ архейского и протерозойского возраста. Гнейсо-граниты и гранодиориты к магматическому циклу отнесены условно. Природа этих образований неясна. Возможно, возникновение их связано с широким развитием процессов ультраметаморфизма.

#### ПОЛЕВОШПАТОВЫЕ АМФИБОЛИТЫ (NA)

Полевошпатовые амфиболиты прослеживаются вдоль северо-восточного и южного берегов Выгозера, где они в виде линзовидных и пластовых тел протяженностью 0,5—1 км залегают среди гранито-гнейсов керетьской толщи и среди архейских гнейсо-гранитов и гранодиоритов.

По описанию В. В. Сиваева (1961ф), полевошпатовые амфиболиты представляют собою темно-серую среднезернистую неясно полосчатую массивную породу, в которой полосчатость обусловлена наличием тонких минеральных прослоев, сложенных амфиболом. Под микроскопом амфиболит характеризуется нематогранобластовой, местами гнидиоморфнозернистой структурой и следующим минералогическим составом: плагиоклаз  $Ap_{32}$ —50%, амфибол (обыкновенная зеленая роговая обманка)  $CNg$ —20%, удлиненное (полосчатое) — 20%, биотит — 20%, кварц — 7%, сфен — 1,5% и апатит — 1,5%. Близ контакта с вмещающими архейскими плагиноклазовыми гнейсо-гранитами амфиболит переходит в мелкозернистую полосчатую породу диоритового состава, в которой амфибол замещен биотитом, а полосчатость вызвана чере-

дованием биотитовых и кварцево-полевошпатовых прослоев. Часто амфиболиты буднированы; среди гнейсогранитов наблюдаются будины — небольшие до 1 м, линзовидные тела, изолированные друг от друга и ориентированные в одном направлении.

Наличие мелкозернистых диоритовых оторочек в зоне эндоконтакта амфиболитовых тел дает нам основание предположительно рассматривать их как глубокометаморфизованные пластовые интрузии и дайки основных пород архейского времени, внедрившиеся в первичные осадки керетьской толщи.

#### ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ (rA)

Гнейсо-граниты и гранодиориты имеют весьма широкое распространение. Они образуют два крупных купола, разделенных узким нижнепротерозойским прогибом.

Гнейсо-граниты и гранодиориты представляют собой серые мелкозернистые неясно полосчатые породы, в которых повсеместно развиты явления катаклаза и грануляции. Им свойственны blastsmilonitovaya «очковая» и blastskataklasticheskaya структуры, местами гранобластовая и blastsgranitnaya. Гнейсо-граниты состоят из кварца — 35%, плагиоклаза  $Ap_{14-18}$  — 50%, биотита, мусковита — 10% и эпидота — 5%. Из акцессорных минералов присутствуют апатит и сфен. Очковая текстура гнейсо-гранитов обусловлена наличием в гранулированных зонах многочисленных овальных порфиобласт плагиоклаза, ориентированных в одном направлении. К гранулированным зонам приурочены порфиобласты свежего решетчатого микроклина и полоски вторичного «ленточного» кварца. Под влиянием калиевого и кварцевого метасоматоза плагиоклаз гнейсо-гранитов подвергается серицитизации и соссюритизации. В краевой части зерен образуются мирмецитовые вроски кварца и каемка альбита. Биотит замещается мусковитом.

Гранодиориты отличаются от гнейсо-гранитов повышенной основностью плагиоклаза, в котором содержание анортитовой молекулы достигает 30—36%, и большим количеством эпидота — 10% и биотита — 20%. Гранодиориты и гнейсо-граниты связаны постепенными переходами и макроскопически друг от друга почти не отличимы. В гнейсо-гранитах и гранодиоритах наблюдаются многочисленные пегматоидные и гранитные как послойные, так и секущие жилы кварцево-плагиноклазового, кварцево-плагиноклазо-микроклинового и кварцево-микроклинового состава, возможно, связанные с нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами.

Возраст описанных гранитоидов мы определяем как архейский по аналогии с гнейсо-гранитами района Поштозера—Остречья (смежный с юга лист Р-36-XI), непосредственным продолжением которых они являются. Абсолютный возраст гнейсо-гранитов Поштозера—Остречья исчисляется в 2320 млн. лет (Полканов, Герлинг 1961). Геологические данные также свидетельствуют о древнем возрасте этих пород; гнейсо-граниты содержат пластовые тела полевошпатовых амфиболитов, которые вместе с ними секутся жилами нижнепротерозойских гранитов. Для всего комплекса гранитоидов характерно проявление грануляции и катаклаза, что дало основание А. Симонену (1961) называть их гранулитам и выделять вслед за Вьюрюнением (1954) как самые древние образования карельского щита.

#### НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

Породы нижнепротерозойского интрузивного цикла представлены габбро-амфиболитами, амфиболитизированными габбро-диабазами, серпентинитами, кератофитами, гранодиоритами, гранитами и жильными образованиями, связанными с указанными породами.

#### АМФИБОЛИЗИРОВАННЫЕ ГАББРО-ДИАБАЗЫ И ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ (№P<sub>1</sub>)

Амфиболизированные габбро-диабазы и габбро-амфиболиты в виде пластовых тел протяженностью 0,5—2 км залегают среди осадочно-вулканогенных толщ пезоберской, сумской, идельской и тунгудской свит. В гнейсо-гранитных куполах они образуют дайковые тела длиной 0,3—7 км и мощностью 0,3—0,8 км, приуроченные к разломам северо-западного простирания. Центральные части даек и пластовых тел образованы амфиболизированным габбро-диабазом крупнозернистого и среднезернистого строения, а их краевые зоны сложены мелкозернистым метадиабазом.

Амфиболизированные габбро-диабазы представляют собой темные массивные породы среднезернистого и крупнозернистого сложения. Под микроскопом в них устанавливается гранобластовая структура, сочетающаяся с участками бластоофитовой. Главными составными частями породы являются амфибол (40—70%) и сосюртитизированный плагиоклаз  $Ap_{8-10}$  (20%). В участках с сохранившейся бластоофитовой структурой плагиоклаз относится к олигоклазу — андезину ( $Ap_{30-40}$ ). Амфибол представлен актинолитом ( $CNg-17^{\circ}$ ,  $Ng-Np=0,022$ ), реже уралитом, полностью замещающим пироксен. Из второстепенных минералов присутствуют цонзит, эпидот, кварц, хлорит, карбонат, лейкоксен, титаномагнетит. К аксессуарным минералам относится сфен.

В зоне контакта габбро-диабазов с нижнепротерозойскими гранитами актинолит переходит в обыкновенную зеленую роговую обманку ( $CNg-17^{\circ}$ ,  $2V=60^{\circ}$ ), которая в свою очередь замещается коричневым биотитом. Структура становится граноматобластовой, и порода превращается в габбро-амфиболит. В некотором удалении от контакта с гранитами в амфиболизированных габбро-диабазов возникают многочисленные обособления и жилы неправильной формы гибридных кварцево-эпидото-альбитовых, цонзито-альбито-кварцевых и кварцево-цонзитовых пород.

Возраст амфиболизированных габбро-диабазов и габбро-амфиболитов определяется как нижнепротерозойский на основании залегания среди пород сумской, идельской и тунгудской свит и пересечения их жилами нижнепротерозойских гранитов.

#### СЕРПЕНТИНИТЫ И ТАЛЬКО-ХЛОРИТОВЫЕ СЛАНЦЫ (№P<sub>2</sub>)

Серпентиниты и связанные с ними талько-хлоритовые сланцы в виде линзообразных тел длиной 0,6—0,8 км и мощностью 50—100 м залегают среди сланцев пезоберской свиты. Цепь линзообразных тел серпентинитов (офиолитов) приурочена к зоне крутого надвига, прослеживающегося в краевой части Уросозерской синклинали, располагающейся близ южной рамки листа в районе ст. Сумеричи. По описанию В. С. Степанова (1959ф), массивы серпентинитов в центральных частях сложены антигоритом и хризотилом и имеют массивное сложение. Периферические их части образованы талько-хлоритовыми сланцами и талько-карбонатно-серпентинитовой породой. Мощность талько-хлоритовой оторочки не превышает 1—2 м. В тех случаях, когда серпентиниты контактируют с амфиболитами, вокруг них наблюдается оторочка полосчатых хлорито-актинолитовых сланцев, связанных с серпентинитами постепенными переходами.

По внешнему виду серпентиниты представляют собой темно-серые афанитовые породы, при микроскопическом изучении обнаруживающие решетчатые, спутанно-болокнистые и листоватые структуры. Они состоят из игольчатого бесцветного ( $Ng-Np=0,005-0,007$ ) хризотила (80—90%), реже антигорита, серпюфита и магнетита (5—10%), ассоциирующего с пиритом. Подчиненное значение имеют моноклинный пироксен, энстатит-авгит с  $Ng-Np=0,025-0,027$ ,  $2V=+48^{\circ}$ ,  $CNg=43^{\circ}$ , встречающийся в реликтовых зернах, хлорит, тремолит и карбонат.

Талько-хлоритовые сланцы и талько-карбонатные породы, обрамляющие массивы серпентинитов, имеют вид серых и зеленовато-серых жирных на ощупь рассланцованных пород. Структура сланцев лепидобластовая, грано-

лепидобластовая и сноповидная. Содержание в них талька 45—60%, хлорита 20—45%, карбоната 5—15% и магнетита 1—5%. Иногда встречаются серпентин и редкие зерна кварца. В талько-карбонатных породах содержание карбоната достигает 30—40%.

Хлорито-актинолитовые сланцы, образующиеся на контакте серпентинитов с амфиболитами, представляют собой зеленовато-серые тонкополосчатые породы. Полосчатость обусловлена чередованием прослоев с преобладанием хлорита или актинолита. Мощность слоев 1—2 мм. Актинолит составляет 50—60% от всей массы сланца, хлорит 40—45%, магнетит 2—5%. К этой же группе относятся тремолито-хлоритовые сланцы. Массивы серпентинитов секутся пегматитовыми жилами кварцево-микрклинового состава и многочисленными маломощными (0,5—1 см) прожилками грубонгольчатого хризотила и магнетита. Иногда с грубонгольчатым хризотилом ассоциирует эластичный хризотил-асбест. На контакте серпентинитов с пегматитовыми телами они превращаются в талько-хлоритовые сланцы. Формирование серпентинитов, очевидно, происходило в процессе внедрения магмы ультраосновного состава в надвиговую зону. В дальнейшем, под воздействием гидротерм нижнепротерозойских гранитов в серпентинитах возникли зоны талько-хлоритовых сланцев и талько-карбонатных пород. Возраст серпентинитов определяется нами как нижнепротерозойский, на основании залегания офиолитовых тел серпентинитов среди сланцев пезоберской свиты. Верхним возрастным пределом являются жилы нижнепротерозойских плагионоклиновых гранитов, секущие серпентиниты.

#### КЕРАТОФИРЫ (№P<sub>3</sub>)

Кератофиры образуют дайки, секущие сланцы идельской свиты в районе Шобозера и архейские гнейсо-граниты близ ст. Майгуба. Дайки кератофиров имеют северо-западное простирание, протяженность их колеблется от 0,5 до 3 км при мощности 50—100 м. Помимо этого, слепые тела кератофиров отмечены С. А. Дюковым (1954ф) и Р. Г. Колесниковой (1954ф) в сланцах сумской, идельской и тунгудской свит в районе ст. Надвоицы и пос. Сумского.

По описанию Г. Т. Макеенко (1948ф) и С. А. Дюкова (1952ф), кератофиры представляют собою светло-серые, иногда розоватые рассланцованные, реже массивные порфировидные породы, которым на контакте с вмещающими сланцами свойственна полосчатая текстура. Полосчатость вызвана чередованием розоватых и светло-серых полос мощностью от 5 мм до 5 см. Структура основной мелкозернистой массы кератофиров гранобластовая, всей породы в целом бластопорфировидная, обусловленная наличием порфировидных вкрапленников альбита ( $Alp$ ) величиною 1—3 мм и округлых зерен кварца. Минералогический состав кератофира: плагиоклаз  $Ap-40\%$ , кварц — 30%, эпидот и цонзит — 15%, биотит — 10%, серицит, мусковит, карбонат — 5%. Из аксессуарных минералов присутствует сфен, из рудных — пирит в количестве до 2%.

Нижнепротерозойский возраст кератофиров устанавливается по наличию секущих контактов и жил этих пород в сланцах сумской, идельской и тунгудской свит. Верхним возрастным пределом служат базальные конгломераты средней протерозойской подгруппы, в гальке которых они встречаются.

#### ГРАНОДИОРИТЫ (№P<sub>4</sub>)

Гранодиориты развиты преимущественно вдоль границы Парадвовско-Надвоицкого синклиория с архейскими гнейсо-гранитами. На юге, в районе Уросозера и губы Уроксы Выгозера они рвут архейские гнейсо-граниты и сланцы пезоберской свиты. Гранодиориты, прослеживающиеся вдоль краевых зон Парадвовско-Надвоицкого синклиория в районах г. Сегежи, р. Онгмы, ст. Надвоицы и Кочкомозера, образуют массивы вытянутой формы, длинная ось которых ориентирована в северо-западном ( $-340^{\circ}$ ) направлении. Длина их колеблется от 1,5 до 14 км, ширина — от 0,4 до 2 км. Массивы залегают

среди архейских гнейсо-гранитов. В породах же сумской, идельской и пезозерской свит наблюдаются только жилы гранитов.

По описанию Г. Т. Макеенко (1948ф) и С. А. Дюкова (1952ф), гранодиориты представляют собой серые среднезернистые и мелкозернистые огневосаниты, часто порфирированные породы. Основная мелкозернистая масса состоит из кварца — 40%, плагиоклаза  $Ap_{16}$  — 30%, биотита — 20%, эпидота и цоизита — 5%. Акцессорные минералы представлены сфеном и ортитом. Структура гранодиоритов гранобластовая, гранулитовая, обусловленная наличием полосок вторичного ленточного кварца, с типичным для гранулитов шахматным угасанием. На фоне гранулированной мелкозернистой массы выделяются идиоморфные порфириобласты микроклина с четким решетчатым, иногда зональным строением. Зональность проявляется в образовании в краевой части порфириобласт микроклина альбитовой оторочки, в то время как центральная часть зерен образована решетчатым микроклином. Размер порфириобласт  $0,5 \times 1 \times 3 \times 4$  см в поперечнике.

Г. О. Глебова (1940ф), Г. Т. Макеенко (1948ф), С. А. Дюков (1952ф) и Р. Г. Колесникова (1954ф) считали гранодиориты района Кочкома-Надвоицы породами магматического происхождения. Рассматриваемые нижнепротерозойские гранодиориты по структурам и петрографическому составу в значительной степени сходны с описанными выше архейскими гранодиоритами, что отмечал еще В. М. Тимофеев (1935). Их характерным отличием служит наличие многочисленных порфириобласт микроклина, придающих породе своеобразный порфириовидный облик. Более поздний привнос калия, необходимый для образования порфириобласт микроклина, видимо, связан с внедрением нижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитов. Поэтому описанные гранодиориты мы склонны относить к метасаматическим образованиям. Огневосаниты гранодиориты в различных направлениях секутся многочисленными гранитовыми, пегматитовыми и аплитовыми жилами плагиомикроклинового, кварцево-плагиоклазового и кварцево-плагиоклазо-микроклинового состава. Структура жил пегматоидная, аплитовая, гранитная. Мощность их колеблется от 3 см до 0,5 м.

Аналогичные жилы гранитов и пегматитов секут спилито-сланцевые породы сумской и идельской свит. С. А. Дюковым (1952ф) в этих жилах была обнаружена редкая рассеянная вкрапленность молибденита и халькопирита. Помимо гранитных и пегматитовых жил встречаются кварцево-карбонатные жилы гидротермального происхождения, в которых А. А. Аверин (1934ф) отмечал единичные зерна шеелита, а Р. Г. Колесникова (1954ф) — признаки свинцово-цинкового оруденения.

Совершенно другой тип гранодиоритов и гранитов был описан нами при проведении контрольно-поисковых маршрутов в районе губы Уроксы Выгозера. Здесь среди архейских гранитов располагаются небольшие ( $1 \times 2$  км) массивы порфириовидных полосчатых гранитов и гранодиоритов. Порфириовидные вкрапленники представлены зеленоватыми табличками альбита  $Alp_6$ , группирующимися в отдельные полосы. Количество вкрапленников достигает 70%. Помимо вкрапленников плагиоклаза имеются мелкие ( $1-0,5$  мм) порфириобласты решетчатого микроклина. Основная тонкозернистая масса сложена эпидотом, плагиоклазом, кварцем, биотитом и мусковитом. Акцессорные минералы представлены турмалином, апатитом и сфеном, содержание которого достигает 3%. Структура гранодиоритов порфириовидная, местами бластокатакстическая, в участках развития порфириобласт микроклина — порфириобластовая.

В 2 км к юго-западу от губы Урокса среди зеленых сланцев пезозерской свиты нами наблюдался массив порфириовидных гранитов, отличающихся от описанных выше гранодиоритов присутствием голубого опаловидного кварца и большим количеством (до 10%) порфириобласт микроклина. Близ контакта с зелеными сланцами гранит становится крупнозернистым, пегматоидным и содержит рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита. Структура гранитов бластогранитовая, гипидиоморфнозернистая.

Гранодиориты района губы Уроксы образуют малые интрузии, локализующиеся среди сланцев пезозерской свиты и среди архейских пород, терри-

ториально тяготеющих к этим сланцам. Для этих пород характерны магматические структуры. Проявление более позднего калиевого метасоматоза, связанного с нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами, устанавливается по образованию порфириобласт микроклина в зонах катаклаза. Основываясь на этих данных, мы склонны относить описанные гранодиориты к начальной (предбатолитовой) фазе нижнепротерозойского интрузивного цикла.\*

С гранитами и гранодиоритами этого типа В. В. Сиваев связывает кварцевые жилы, содержащие вкрапленность халькопирита и молибденита, обнаруженные им в районе губы Уроксы и южного побережья Уросозера (устное сообщение).

Возраст описанных гранодиоритов и гранитов на основании прорывания ими сланцев пезозерской свиты определяется как нижнепротерозойский.

#### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ГРАНИТЫ И ГРАНОДИОРИТЫ (урР<sub>4</sub>)

Нижнепротерозойские гранитоиды на территории листа имеют широкое распространение. Они слагают многочисленные овальные массивы от 2 до 22 км в длину при ширине 0,2—5 км. Массивы ориентированы согласно направлению гнейсовидности и полосчатости вмещающих архейских гнейсогранитов и гнейсов керетьской толщи. В западной части листа они имеют северо-западное простирание, а на юге, вдоль побережья Выгозера — широтное.

Описываемые нами массивы сложены гранодиоритами и плагиомикроклиновыми гранитами. Гранодиориты обычно слагают краевые части массива, а плагиомикроклиновые граниты — центральные. Гранодиориты представляют собою породы контактированного состава. Они образуются в зоне контакта гранитов с архейскими амфиболитами и связаны с ними постепенными переходами. Кроме того, подобные же гранодиориты иногда образуют обособленные мелкие интрузии, залегающие среди плагиомикроклиновых гранитов.

Поскольку гранитоиды описываемого района специально не изучались и фактического материала по их расчленению не имеется, мы показываем эти образования на геологической карте листа как нерасчлененные.

Плагиомикроклиновые граниты представляют собой розово-серые среднезернистые массивные породы, обладающие бластогранитной, участками гипидиоморфнозернистой и порфириовидной структурами. Для минералогического состава характерно преобладание микроклина над плагиоклазом. Количество микроклина в гранитах колеблется от 20 до 70%, плагиоклаза  $Ap_{15-19}$  20—30%, биотита — 5%, мусковита и серицита — 3%. Из второстепенных минералов встречаются эпидот, цоизит, хлорит и рудный минерал — пирит в количестве до 2%. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, ортитом. Микроклин часто образует крупные вкрапленники до 15 мм в поперечнике и развивается в мелких ксеноморфных зернах, располагающихся в межзерновых пространствах других минералов.

Гранодиориты имеют вид светло-серых массивных, равномернозернистых, реже порфириовидных пород, которым свойственна бластогранитовая структура. Они отличаются от вышеописанных гранитов отсутствием микроклина и повышенным содержанием плагиоклаза, достигающим 50—65%. Плагиоклаз образует чистые табличные и изометричные зерна величиной 1—10 мм в поперечнике.

Плагиомикроклиновые граниты магматизируют вмещающие архейские гнейсы и гнейсо-граниты, образуя в них широкие зоны послонных и жильных мигматитов. В то же время многочисленные жилы плагиомикроклиновых гранитов и их пегматиты с вкрапленностью молибдена и халькопирита (Дюков, 1952ф) секут спилито-сланцевые породы сумской и идельской свит гимольско-парандовской серии, что дает нам основание относить их к наиболее

\* По данным других исследователей, эти граниты относятся к более поздним интрузиям нижнего протерозоя.

поздней (батолитовой) фазе нижнепротерозойского магматического цикла. Верхний возрастной предел этих пород определяется наличием их гальки в конгломератах сегозерско-онежской серии среднего протерозоя.

### ТЕКТНИКА

В пределах площади листа выделяются три структурных яруса: нижний, средний и верхний. Две крупные куполовидные структуры нижнего яруса — Ондозерская и Пулозерская — сложены архейскими гнейсо-гранитами, гнейсами и нижнепротерозойскими гранитоидами. Структуры нижнего яруса в центральной части листа разделены тектонической впадиной Выгозера и меридиональным поясом нижнепротерозойских складок, в состав которого входит Парандовско-Выгозерский синклиниорий (по К. О. Кратцу, Выгозерская синклинали, 1960), Линдозерская, Уросозерская и Урокская синклинали, относящиеся к среднему структурному ярусу. К верхнему структурному ярусу принадлежат Надвоицкая и Марфин-Наволоцкая синклинали, сложенные кварцито-песчаниками летнеозерской свиты, располагающиеся в районе ст. Надвоицы и Сугозера, а также Кяргозерская синклинали, находящаяся близ южной рамки листа.

#### НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Основными структурами нижнего яруса являются Ондозерский и Пулозерский куполы, сложенные архейскими гнейсо-гранитами, гнейсами и нижнепротерозойскими гранитоидами. Куполы разделены между собой меридиональным поясом нижнепротерозойских складчатых структур (рис. 1).

Ондозерский купол на территории листа располагается своей юго-восточной частью. Среди архейских гнейсо-гранитов, слагающих купол, наблюдаются разобщенные реликты сильно гранитизированных гнейсовых толщ, имеющих северо-западное простирание  $340-350^\circ$ , согласно с гнейсовидностью вмещающих пород. В краевой части купола, в зоне контакта с более молодыми нижнепротерозойскими структурами простирание гнейсовидности в гнейсогранитах и направление гнейсов керетьской толщи подчиняются меридиональной ориентировке нижнепротерозойских структур. В пределах восточной окраины Ондозерского купола господствует крутое ( $65-80^\circ$ ) падение гнейсовидности на северо-восток. На юге описываемой площади, в районе южного побережья Выгозера, происходит смыкание Ондозерского и Пулозерского куполов. В связи с этим направление гнейсовидности и ориентировка гнейсов керетьской толщи в этой части листа приобретает широтное простирание, падение гнейсовидности остается крутым ( $50-60^\circ$ ), меняющимся в северных и южных румбах.

Архейские гнейсограниты и гнейсы мигматизированы нижнепротерозойскими гранитами, образующими среди них многочисленные массивы различной величины и формы. Длинные оси массивов гранитоидов имеют преимущественно северо-западное направление, согласно с ориентировкой структур архейских пород нижнего яруса.

Пулозерский купол располагается к востоку от Выгозера. На территорию листа попадает лишь его окраинная юго-западная часть. Пулозерский купол, также как и Ондозерский, сложен гнейсогранитами и в его юго-западном обрамлении, вдоль депрессии Выгозера встречаются реликты гнейсов керетьской толщи. Простирание как в гнейсах, так и в гнейсо-гранитах северо-западное  $340-350^\circ$ , падение на юго-запад крутое ( $70-80^\circ$ ), часто меняется на вертикальное. Строение Пулозерского купола изучено очень слабо, так как занимаемая им часть территории листа почти сплошь закрыта мощным (более 10 м) покровом четвертичных отложений.

#### СРЕДНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

К среднему структурному ярусу принадлежат нижнепротерозойские складчатые структуры, образующие меридиональный пояс, прослеживающийся с некоторыми перерывами от южной рамки листа (районы Кяргозера, Урос-

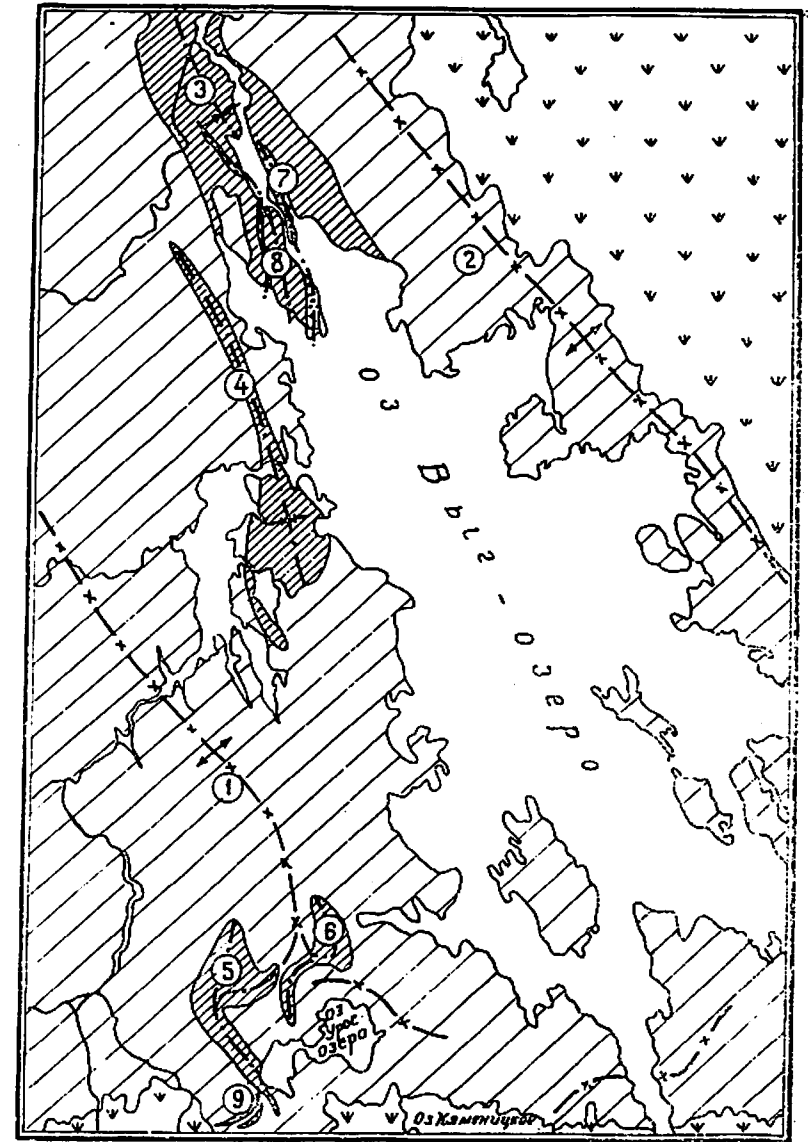


Рис. 1. Тектоническая схема

1 — четвертичные отложения; 2 — структуры верхнего яруса; 3 — структуры среднего яруса; 4 — структуры нижнего яруса; 5 — оси антиклиналей; 6 — оси синклиналей. Цифры в кружках обозначают тектонические структуры: 1 — Ондозерский купол, 2 — Пулозерский купол, 3 — Парандовско-Выгозерский синклиниорий, 4 — Линдозерская синклинали, 5 — Уросозерская синклинали, 6 — Урокская синклинали, 7 — Надвоицкая синклинали, 8 — Марфин-Наволоцкая синклинали, 9 — Кяргозерская синклинали

озера) до северной рамки (ст. Шавань, Запань Онды) и далее на север за его пределы. По представлениям К. О. Кратца (1960) и В. И. Робонена (1961 г.), рассматриваемый пояс нижнепротерозойских складчатых структур является одной из южных ветвей Шуезерского синклиниория, выделенного ими в районе озер Лежево, Летнее, Шуйозеро и находящегося за пределами листа к северу. Южная ветвь Шуезерского синклиниория, обрамляющая северную впадину Выгозера ими, а еще ранее С. А. Дюковым (1952ф) и В. И. Робоненом (1953 г) рассматривалась как синклиналильный прогиб, которому К. О. Кратцем (1960) было дано название Выгозерской синклинали.

Анализируя строение меридионального пояса нижнепротерозойских складчатых структур, развитых на описываемой площади и за ее пределами к северу, автор настоящей работы пришел к выводу о самостоятельном синклиниорном строении южной ветви Шуезерского синклиниория. Учитывая это положение, мы в дальнейшем не считаем возможным применять для южной ветви Шуезерского синклиниория термин Выгозерская синклинали, а выделяем ее как Парандовско-Выгозерский синклиниорий.

Помимо Парандовско-Выгозерского синклиниория, в поясе нижнепротерозойских складчатых структур по направлению с севера на юг нами выделяются Линдозерская, Уросозерская и Урокская синклинали.

Парандовско-Выгозерский синклиниорий на территории листа располагается своей юго-восточной частью на продолжении северной впадины Выгозера и прослеживается на расстоянии 24 км. В строении юго-восточной части синклиниория принимают участие метаморфизованные осадочно-вулканогенные комплексы пород сумской, идельской и тунгудской свит. В целом для синклиниория намечается симметричное строение; осью симметрии является главная ось синклиниория, имеющая северо-западное  $340-350^\circ$  направление и проходящая через симметричные линейновытянутые антиклиналы, располагающиеся в центральной части структуры. Продольный шарнир синклиниория испытывает максимальное воздымание в районе Парандовской антиклиналы, находящейся за пределами листа к северу и сложенной кварцево-биотитовыми и порфиробластическими амфиболовыми сланцами пезозерской свиты. По направлению на юго-восток шарнир синклиниория постепенно погружается, в связи с чем на поверхности, уже на описываемой нами площади, появляются последовательно порфиробластические сланцы и метадиабазы сумской, затем филлитовидные сланцы идельской и, наконец, метадиабазы и метамандельштейны тунгудской свит, образующие Сумскую, Шаванскую и Марфин-Наволоцкую антиклиналы и обрамляющие их синклиналильные прогибы, выделенные нами под названием Сяргозерской, Кочкомской и Воицкой синклиналей.

Сумская антиклиналь находится близ северной рамки листа в районе нижнего течения р. Онды. На описываемой площади она располагается своей южной частью, имеющей протяженность 26 км и максимальную ширину 6 км. Ядро антиклиналы сложено метапорфиритами, метамандельштейнами, метадиабазами и сланцами сумской свиты. Антиклиналь усложнена складчатостью более мелкого порядка; небольшие ( $2 \times 8$  км) синклиналильные складки, встречающиеся среди пород сумской свиты, сложены более молодыми кварцито-песчаниками и карбонатсодержащими кварцитами идельской свиты. Ось сумской антиклиналы на описываемом участке имеет меридиональное направление и является продолжением главной оси синклиниория.

Шаванская антиклиналь находится в районе оз. Шавань. Ось ее ориентирована меридионально, параллельно оси сумской антиклиналы. Так же как и сумская антиклиналь, она сложена метадиабазами, метапорфиритами и метамандельштейнами сумской свиты. Длина ее 28 км, ширина 4 км.

Май-Наволоцкая антиклиналь на севере ограничивается оз. Воицким, на юге берегом Выгозера. Эта структура образована основными эффузивами и филлитовидными сланцами тунгудской свиты. Простирается меридионально. Протяженность антиклиналы 8 км при ширине 2 км.

Сяргозерская синклинали, располагающаяся в юго-восточной краевой части синклиниория, прослеживается от северной рамки листа до Сяргозера, где она сливается с Воицкой синклиналию. Протяженность Сяргозерской синклинали на территории листа 52 км, ширина около 4 км. Ось ее ориентирована в меридиональном направлении.

Центральная часть синклинали сложена метадиабазами и зелеными сланцами тунгудской свиты, а крылья — амфиболовыми порфиробластическими сланцами и метадиабазами сумской и филлитовидными сланцами идельской свит.

Кочкомская синклинали является внутренним прогибом, разделяющим Сумскую и Шаванскую антиклиналы. В северном направлении она уходит за пределы листа, а на юге, в районе оз. Воицкого, соединяется с Воицкой синклиналию. Длина Кочкомской синклинали на территории листа 30 км, ширина 4 км, сложена она теми же породами, что и Сяргозерская.

Воицкая синклинали представляет собой усложненный мелкой складчатостью внутренний синклиналильный прогиб Парандовско-Выгозерского синклиниория, погружающийся во впадину оз. Воицкого. Видимые ее размеры  $8 \times 16$  км. Синклинали сложена основными эффузивами и зелеными сланцами тунгудской свиты. Ось синклинали, как и все структуры синклиниория, имеет северо-западное простираение  $345-350^\circ$ .

Описанные структуры синклиниория по своим морфологическим элементам и их параллельной ориентировке могут быть отнесены к линейному типу складок, свойственных интенсивно складчатым зонам. Основным планом — узором рассмотренной структуры является наличие центральных антиклиналей, обрамляемых краевыми синклиналильными прогибами, что характерно для обращенных синклиниориев. Указанные факты дают нам основание считать южную ветвь Шуезерского синклиниория не просто синклиналильной структурой (Кратц, 1960), а обращенным синклиниорием, который нами назван Парандовско-Выгозерским.

В юго-юго-западном обрамлении Парандовско-Выгозерского синклиниория, в районе г. Сегежи и Линдозера, кулисообразно располагается Линдозерская синклинали. Она имеет сложное строение. Северо-западная ее часть образует линейный синклиналильный прогиб, сложенный кварцитами и филлитовидными сланцами идельской свиты. Протяженность прогиба 16 км, ширина 1 км. Падение крыльев синклиналильного прогиба на северо-восток под углом  $60-70^\circ$ . Направление оси северо-западное  $350^\circ$ . Юго-восточная часть Линдозерской синклинали сложена метадиабазами сумской и кварцитами идельской свиты. Она имеет форму овала, величина которого достигает  $6 \times 7$  км. Овальная часть синклинали усложнена складками более мелкого порядка, повторяющими конфигурацию основной структуры. Синклинали второго порядка образована кварцитами идельской свиты, а в антиклиналы выходят метадиабазы сумской свиты. Падение крыльев синклинали второго порядка крутое —  $75-80^\circ$ , в то время как крылья главного синклиналильного овала имеют пологое падение, доходящее до  $30^\circ$ . Такое строение овальной части Линдозерской синклинали указывает на ее обращенный характер, в то время как линейному северо-западному прогибу свойственно строение простой синклинали.

Уросозерская и Урокская синклинали располагаются близ южной рамки листа в районе Уросозера и губы Уроксы Выгозера. Обе структуры образованы порфиробластическими амфиболовыми, кварцево-плагиоклазо-биотитовыми, кварцево-альбито-цоизитовыми и зелеными сланцами пезозерской свиты. В строении описываемых структур, так же как и Линдозерской синклинали, выделяются их главные овальные синклиналильные и соединяющиеся с ними линейные синклиналильные прогибы, ориентированные в северо-западном направлении. Для крыльев линейных прогибов характерно крутое ( $70-80^\circ$ ) падение. Овальные синклинали внутри усложнены небольшими ( $1-2$  км) антиклиналами, в ядрах которых вскрываются кварцево-биотитовые сланцы пезозерской свиты. Как правило, падение пород в овальных синклиналиях выполаживается до  $15-20^\circ$ , что можно хорошо наблюдать в Урокской структуре. Описываемые структуры характеризуются следующими размерами: линейный синклиналильный прогиб Уросозерской структуры имеет длину 10 км, ширину 1 км, синклиналильный прогиб Урокской синклинали — 4 км при ширине 0,5 км. Размеры овальных синклиналей колеблются от  $3 \times 5$  до  $5 \times 6$  км.

Формирование нижнепротерозойских складчатых структур завершено образованием надвигов и разломов, прослеживающихся по зонам мило-



нитов и элементам геоморфологии — прямолинейным долинам рек и узким впадинам озер.

Крутой (60—80°) надвиг гнейсо-гранитов на кварциты идельской свиты устанавливается вдоль северо-восточного крыла линейного прогиба Линд-озерской синклинали. Надвиг документируется зоной милонитов, в которой кварциты и кварцито-песчаники идельской свиты интенсивно гранулированы и превращены в кварцево-серицитовые сланцы. Аналогичный надвиг предполагается между линейным прогибом Уросозерской структуры, выполненным сланцами пезозерской свиты и подстилающими их гнейсогранитами архея.

Радиальные дислокации — разломы, возникшие в последокембрийское время, устанавливаются по геоморфологическим данным. Это преимущественно прямолинейные долины рек Онды и Шобы, образовавшиеся на месте раскрывшихся поперечных и продольных трещин. Перемещения как по расколам, так и по надвиговым зонам были, очевидно, незначительны, так как геологическое строение структур среднего яруса почти не нарушено.

#### ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

К структурам верхнего яруса относятся Марфин-Наволоцкая, Надвоицкая и Кяргозерская синклинали, сложенные конгломератами, кварцитами и кварцито-песчаниками летнеозерской свиты средней протерозойской подгруппы. Марфин-Наволоцкая и Надвоицкая синклинали располагаются во внутренней зоне Парандовско-Выгозерского синклинория и представляют собой унаследованные прогибы, формировавшиеся в среднепротерозойское время. Кяргозерская синклиналь находится близ южной рамки листа у Кяргозера, обрамляя небольшую антиклиналь, сложенную метадиабазами тунгудской свиты.

Марфин-Наволоцкая синклиналь прослеживается на расстоянии 14 км от северной оконечности оз. Воицкого до м. Сабельникова, где она погружается во впадину Выгозера. Ширина синклинали на всем ее протяжении постоянна и равна 7 км. Ось синклинали ориентирована в северо-западном направлении 340°, согласно с общей ориентировкой структур синклинория. Крылья имеют крутое падение, меняющееся от 60 до 80°.

Надвоицкая синклиналь располагается параллельно Марфин-Наволоцкой синклинали, обрамляя Сяргозерский синклинальный прогиб Парандовско-Выгозерского синклинория. В южной части синклинали ось ее имеет меридиональное направление, а от ст. Надвоицы оно плавно меняется на северо-западное 340°. Длина Надвоицкой синклинали 12 км, ширина 300—400 м. Падение крыльев крутое, меняющееся от 80 до 90°. Кварциты и кварцито-песчаники, слагающие синклиналь, милонитизированы, рассланцованы и в большинстве своем превращены в кварцево-серицитовые сланцы.\*

Вдоль крыльев описанных синклинали происходили незначительные тектонические смещения типа крутых (80—90°) сбросо-надвигов, устанавливающихся по зонам интенсивной милонитизации и рассланцевания, наблюдающихся в участках соприкосновения крыльев синклинали с подстилающими их метаморфизованными основными эффузивами тунгудской свиты.

Кяргозерская синклиналь находится близ южной рамки листа в районе озер Кяргозеро и Уросозеро. Синклиналь состоит из двух ветвей — северо-западной и юго-восточной — обрамляющих небольшую антиклиналь, сложенную метадиабазами тунгудской свиты. Направление осей обеих ветвей синклинали северо-восточное 40°. Близ Октябрьской ж. д. намечается смыкание ветвей, причем направление их осей с субширотного меняется на меридиональное. Длина каждой ветви в отдельности 3,5—4 км, а всего обрамляющего прогиба 7—8 км. Вдоль северной ветви синклинали прослеживается разлом, устанавливающийся по геоморфологическим данным. Здесь юго-восточное крыло северной ветви образует отвесный обрыв высотой 20—25 м,

\* По данным других исследователей, эти сланцы принадлежат породам нижнепротерозойского возраста, а не к среднему протерозою. — *Прим. ред.*

у подножья которого расстилается равнина, сложенная архейскими гнейсо-гранитами. Северо-западное крыло отсутствует, очевидно оно было взброшено и позднее эродировано.

С докембрия и до настоящего времени территория листа представляла собой платформу. Тектонические движения в этот период выражались главным образом в глыбовых перемещениях большей или меньшей амплитуды.

#### ГЕОМОРФОЛОГИЯ

В геоморфологическом отношении на рассматриваемой территории выделяются формы рельефа, образовавшиеся в результате совместной деятельности процессов тектоники, расчленивших поверхность докембрия, и процессов денудации, приводивших к ее нивелировке, а также формы, созданные которых было связано с деятельностью ледников четвертичного периода.

По генетическому принципу в пределах площади листа выделяются следующие формы рельефа: 1) денудационно-тектонические, 2) ледниковые, 3) водноледниковые аккумулятивные, 4) озерные и аллювиальные аккумулятивные, 5) абразионные, 6) биогенные.

1. Денудационно-тектонические формы рельефа предполагаются преимущественно в западной части территории листа, где в поле развития архейских и нижнепротерозойских гранитондов прослеживается слабо всхолмленная равнина, относительные превышения которой колеблются в пределах 5—10 м. Положительные формы рельефа, соответствующие гнейсо-гранитным куполам, разделяются линейновытянутыми впадинами, занятыми озерами, реками и болотами. Как положительные, так и отрицательные формы рельефа ориентированы в северо-западном направлении, соответственно простиранию структур этих пород.

С востока равнинная область ограничивается прерывистой цепью глубоко денудированных нижнепротерозойских складчатых структур, ориентированных в меридиональном направлении и располагающихся вдоль западных берегов озер Выгозера и Уросозера. Рельеф описываемой зоны характеризуется значительной расчлененностью; узкие крутосклонные гряды, относительное превышение которых равно 30—50 м, разделяются заболоченными понижениями. Гряды вытянуты с северо-запада на юго-восток в полном соответствии с простиранием слагающих пород и ориентировкой складчатых структур. Относительные превышения рельефа обуславливаются процессами избирательной денудации, отпрепарировавшей устойчивые к выветриванию протерозойские кварциты и диабазы, которыми преимущественно и сложены положительные формы рельефа. К тектоническим формам рельефа можно отнести обширную депрессию Выгозера, которая, по-видимому, представляет собой грабен, возникший на месте юго-восточной части Парандовско-Надвоицкого синклинория, усложненного внутренними впадинами среднепротерозойского времени.

2. Ледниковые формы на описываемой территории выражены как экзарационными, так и аккумулятивными формами. К экзарационным формам относятся бараньи лбы и курчавые скалы, наблюдающиеся на обнажениях коренных пород, и эрозионные друмлины, формировавшиеся в наиболее глубоких грабенообразных впадинах, заполненных рыхлыми наносами.

Бараньи лбы и курчавые скалы встречаются в районах, расположенных южнее оз. Воицкое, близ пос. Сенная губа, у станций Суглица и Уросозеро и северо-западнее г. Сегежи. На бараньих лбах иногда наблюдается ледниковая штриховка и шрамы, имеющие северо-западное простирание. Друмлины распространены на восточном берегу Выгозера. Они имеют вид невысоких (4—6 м) грядообразных возвышенностей, обладающих пологими склонами (10°). Длинная ось их ориентирована в северо-западном направлении 300—310°. Ориентировка ледниковых штрихов, шрамов и друмлинов свидетельствует о том, что движение ледника в этой части территории происходило на юго-восток вдоль впадины Выгозера.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа морфологически представлены слабо всхолмленными моренными равнинами, занимающими примерно

около 60% всей площади листа. Моренные равнины простираются к западу и к югу от Выгозера, где рельеф кристаллических пород характеризуется слабой расчлененностью. Поверхность моренных равнин слабо всхолмленная. Холмы имеют неправильную или грядообразную форму, превышение их над окружающей местностью 5—8 м.

3. Водноледниковые аккумулятивные формы представлены озами и камами, располагающимися главным образом в пониженных участках коренного рельефа. Озово-камовый ландшафт особенно развит в северо-восточной части листа, а также вдоль рек Шобы, Выг, Онды и прямолинейных заливов Выгозера.

Аккумулятивный рельеф северо-восточной части листа характеризуется резкой расчлененностью. Крутосклонные (40—45°) камовые холмы округлой, вытянутой и грядообразной формы высотой 40—60 м чередуются с заболоченными плоскими котловинами, в которых располагаются гребневидные озы и озера самых причудливых очертаний. Большинство камовых холмов покрыто чехлом абляционной морены.

В этом случае ориентировка озовых гряд самая разнообразная, чаще всего повторяющая очертания береговых линий озер. По направлению к северо-восточному берегу Выгозера камово-озовый ландшафт сменяется моренной равниной.

Помимо описанного района, многочисленные озы и камы развиты вдоль рек Шоба, Онда, Выг и заливов Выгозера. Озы представляют собою узкие высокие (20 м) гряды, обладающие крутыми (35—40°) склонами. Направленные озовых гряд преимущественно юго-восточное, совпадающее с ориентировкой денудационно-тектонических форм коренного рельефа. Примерами крупных озовых гряд могут служить Майгубский оз., протягивающийся с перерывами от северо-западной границы до пос. Майгуба на расстоянии 26 км и оз. протяженностью 30 км, прослеживающийся вдоль северо-восточного берега Выгозера и по его заливам через пос. Сенная губа до оз. Викшозеро.

4. Озерные и аллювиальные абразионные и аккумулятивные формы в пределах описываемой территории встречаются редко и выражены слабо. Можно было бы ожидать развитие аккумулятивных террас и эрозионных уступов по берегам крупных озер: Выгозера, Линдозера и др. Отсутствие их, по-видимому, можно объяснить поднятием уровня воды в этих бассейнах после постройки Беломорско-Балтийского канала. В настоящее время на территории, прилегающей к Линдозеру и Выгозеру, расстилается заболоченная равнина, очевидно, образовавшаяся на верхней террасе этих водоемов. Вдоль берегов озер прослеживаются узкие песчаные пляжи и береговые валы. Ширина песчаных пляжей колеблется от нескольких до 200 м.

Формы речной эрозии плохо выражены из-за молодости гидрографической сети и незначительной мощности рыхлых четвертичных осадков, легко поддающихся размыву и переотложению. Вследствие этого по берегам крупных рек наблюдаются лишь пойменные террасы.

5. Бюгенные формы. После таяния льдов и спуска позднеледниковых бассейнов в наиболее пониженных участках рельефа началось накопление торфов. Роль процессов заболачивания сводилась к некоторой нивелировке уже созданного рельефа. Болотные массивы формировались за счет зарастания озер и заболачивания замкнутых котловин. Конфигурация болот определяется уже сформировавшимся характером рельефа. Ориентированы они преимущественно в юго-восточном направлении, повторяя очертания удлиненных депрессий аккумулятивных равнин. В пределах камового ландшафта большинство болот имеют округлую форму, строго подчиняясь очертаниям межкамовых ложбин.

#### ИНТЕРПРЕТАЦИЯ МАГНИТНОГО ПОЛЯ

В 1959—1960 гг. на территории листа Северо-Западным геофизическим трестом проводилась аэромагнитная съемка повышенной точности м-ба 1 : 200 000. В пределах заснятой площади преимущественно наблюдается поло-

жительное магнитное поле (рис. 2), графики которого имеют слабоволнистый характер. Значение  $\Delta T$  положительного поля в среднем равно 200 гамм. Положительное магнитное поле малой интенсивности развито над архейскими гнейсо-гранитами и гнейсами керетьской толщи. На фоне слабо волнистых графиков в районе губы Сенной, ручьи Юрий и р. Викши наблюдаются небольшие пики с  $\Delta T$  400—800 гамм. Здесь среди гнейсо-гранитов встречаются линзообразные тела габбро-амфиболитов архейского возраста, очевидно, и обуславливающих повышенное значение  $\Delta T$ . В центральной части Выгозера располагается аэромагнитная аномалия, имеющая протяженность 16 км и  $\Delta T$  50—400 гамм. Природа этой аномалии, очевидно, вызвана протерозойскими метадиабазами, располагающимися на дне Выгозера. Вдоль юго-западного берега Выгозера прослеживается аномалия протяженностью 20 км и среднем значении  $\Delta T$  300 гамм. Аномалия сосредоточена над коренными выходами метадиабазов сумской свиты нижнепротерозойского возраста. На фоне этой аномалии близ оз. Ригозеро наблюдается пик с  $\Delta T$  2400 гамм. Этот пик вызван дайкой нижнепротерозойских амфиболитованных габбро-диабазов, содержащих вкрапленность титано-магнетита до 5—10%.

На юге листа, в районе Уросозера, графики положительного магнитного поля имеют форму четко выраженных пиков с  $\Delta T$  400—800 гамм и приурочены к серии офиолитовых тел серпентинитов, залегающих сланцем пезоозерской свиты. Серпентиниты содержат магнетит в количестве 8—10%, чем и обусловлена аномалия магнитного поля.

Сложная аномальная зона положительного магнитного поля прослеживается в северо-западном направлении от Лейгубы до Майгубы Выгозера на расстоянии 24 км и уходит далее на север за пределы листа. Значение  $\Delta T$  достигает 2000 гамм. Зона аномалий приурочена к области Парандовско-Выгозерского синклинория, образованного спилито-сланцевыми породами гимольско-парандовской серии нижнего протерозоя. Среди спилитов залегают тела габбро-диабазов, содержащие вкрапленность титано-магнетита до 20%. Этими зеленокаменными породами, содержащими магнетит и титано-магнетит, и обусловлена аномалия, прослеживающаяся над Парандовско-Выгозерским синклинорием.

#### ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа распространены преимущественно неметаллические полезные ископаемые, представленные разнообразными строительными материалами, связанными как с рыхлыми четвертичными отложениями, так и с докембрийскими кристаллическими породами.

Металлические полезные ископаемые имеют очень незначительное распространение и представлены рудопроявлениями магнетита, меди, полиметаллов и золота. Из нерудных полезных ископаемых известны керамические пегматиты, талько-хлоритовые сланцы, асбест и строительные материалы: граниты, диабазы, кварциты, песчаные, песчано-гравийные отложения, диатомиты.

Месторождения гранитов [12, 14, 18, 23], диабазов [1, 7] и многочисленных месторождения песчаных [2, 5, 4, 31] и песчано-гравийных отложений [3, 15, 16, 17, 19, 21] отнесены к мелким промышленным месторождениям. Одно месторождение диатомитов [31] причисляется к средним. Месторождения кварцитов и доломитов [13] отнесены к группе непромышленных месторождений.

#### МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ

##### МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

На описываемой территории известны рудопроявления магнетита и титано-магнетита магматогенного и гидротермального генезиса.

К рудопроявлениям магматогенного генезиса принадлежит мелкая рассеянная вкрапленность магнетита и титаномагнетита, встречающаяся в ниж-

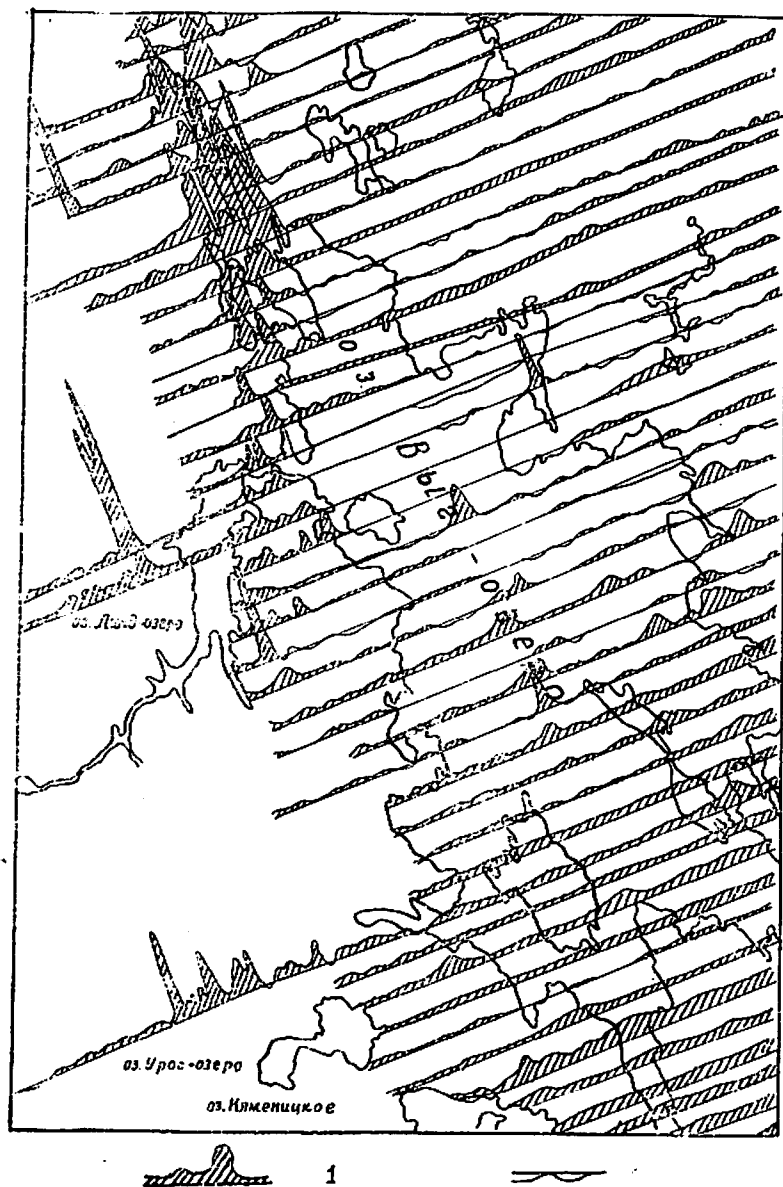


Рис. 2. Характер напряженности магнитного поля в пределах площади листа Р-36-V

1 — положительное значение напряженности магнитного поля; 2 — отрицательное значение напряженности магнитного поля

непротерозойских габбро-диабаз. Подобный тип рудопроявлений промышленных концентраций магнетита не образует.

Рудопроявления магнетита гидротермального генезиса связаны с кварцевыми и кварцево-эпидотовыми прожилками, секущими нижнепротерозойские диабазы и габбро-диабазы. Магнетит в прожилках ассоциирует с пиритом, халькопиритом, борнитом, ковеллином и гематитом.

Рудопроявление этого типа отмечается в метадиабазях юго-юго-западного берега оз. Воицкое [10]. Оруденение вкрапленно-прожилковое, размеры вкрапленников  $2 \times 3$ , реже  $4 \times 3$  см. Мощность прожилков, сплошь заполненных магнетитом, 1—1,5 мм до 8—10 см, длина от 0,7 до 2 м. Из-за незначительной мощности прожилков и убогости оруденения данное рудопроявление магнетита практического интереса не представляет.

#### ЦВЕТНЫЕ МЕТАЛЛЫ

Из цветных металлов на площади листа известны медные и свинцово-цинковые рудопроявления гидротермального генезиса.

#### Медь

Рудопроявления меди представлены редкой рассеянной вкрапленностью халькопирита в ассоциации с пиритом, наблюдающейся повсеместно в нижнепротерозойских метадиабазях. Вкрапленность халькопирита встречается также в кварцевых, кварцево-карбонатных и кварцево-эпидотовых прожилках, секущих метадиабазы тунгудской и порфиробластические сланцы пезозерской свит. Рудопроявления вкрапленно-прожилкового типа известны на юго-западном побережье оз. Воицкое [9]. Здесь кварцево-карбонатные прожилки, секущие метадиабазы, имеют мощность от 1 мм до 2—8 см, прослеживаясь на расстоянии 20—25 см, реже 1—2,5 м. Из рудных минералов в них встречаются халькопирит, борнит, ковеллин, халькозин и пирит. Халькопирит наблюдается в виде вкрапленников и гнезд размером  $3 \times 5$  мм и  $10 \times 5$  см. Помимо этого встречаются тонкие (1—3 см) прожилки, сплошь заполненные пиритом и халькопиритом, прослеживающиеся на расстояние 40—50 см.

Как вкрапленный, так и прожилковый типы рудопроявлений меди, наблюдающиеся в районе оз. Воицкого, связаны в основном с эффузивными метадиабазами тунгудской свиты и промышленных концентраций не образуют.

По предварительным данным В. В. Сиваева (1961 г., устное сообщение), на южном побережье губы Урокса Выгозера [27], в скарнированных амфиболитах и амфиболовых гнейсах обнаружено рудопроявление меди гидротермального генезиса, связанное с нижнепротерозойскими гранодиоритами.

Оруденелые участки в амфиболитах и гнейсах представляют собой скарнированные зоны, сложенные кварцем, эпидотом, гранатом, волластонитом. Они достигают размеров  $17 \times 1,5$ , реже  $17 \times 4$  м. Оруденение в виде гнезд и шлиров распределяется неравномерно. Из рудных минералов встречаются халькопирит, борнит, ковеллин, медная зелень, пирит. В этих же породах в районе Уросозера в кварцевых жилах изредка в ассоциации с халькопиритом и пиритом встречается пентландит. Скопления рудных минералов образуют вкрапленники и гнезда линзовидной формы размером до 12 см в длину. Обычно они приурочены к зальбандам кварцевых жил, реже рудные минералы образуют рассеянную вкрапленность во вмещающей породе на контакте с кварцевой жилой.

#### Свинцово-цинковые

Свинцово-цинковое рудопроявление отмечено С. А. Дюковым (1952ф) и Р. Г. Колесниковой (1954ф) в южной части территории Надвоицкого алюминиевого завода, к юго-западу от ст. Надвоицы [8]. Оруденение приурочено к кварцево-карбонатным прожилкам, пронизывающим по сланцеватости

кварцево-карбонатно-серицитовые сланцы. Рудные минералы представлены галенитом, сфалеритом, халькопиритом, гидроокислами железа и иногда пирротинном. Галенит и сфалерит образуют тонкозернистые агрегаты, располагающиеся по плоскостям сланцеватости. Масштабы оруденения незначительны и поэтому промышленного интереса оно не представляет.

#### БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ

##### Золото

К типу гидротермальных рудопроявлений относится выработанная в настоящее время золотоносная карбонатно-кварцевая жила Воицкого рудника [11], залегающая в кварцитах летеозерской свиты.

Рудник расположен близ южной окраины бывшей д. Надвоинцы, находящейся на восточном берегу пролива, соединяющего оз. Выгозеро с оз. Воицким. Воицкое месторождение было открыто в 1737 г. и разрабатывалось с перерывами с 1745 по 1794 г. По имеющимся данным, за время существования рудника добыто 74 кг золота и 102 т медной руды с содержанием меди 1,27%. Жила полностью выработана на глубину около 6 м, и Воицкое месторождение в настоящее время промышленного интереса не представляет. По архивным данным, в жиле из рудных минералов были обнаружены халькопирит, борнит, халькозин, пирит, золото, в незначительном количестве молибденит и шеллит (А. Р. Аверин, 1934ф).

#### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ

##### Пегматиты

На описываемой территории пегматиты имеют ограниченное распространение. Они встречаются близ ст. Уросозеро, на западном побережье Выгозера и у ст. Суглица. На участке Уросозеро В. С. Степановым (1958ф) обследовано восемь пегматитовых жил, залегающих в зеленых сланцах пезозерской свиты и нижнепротерозойских серпентинитах. Простирание жил северо-восточное. Пегматит микроклинового и плагиомикроклинового состава пегматоидной и блоковой структуры.

Наибольший интерес представляет жила, расположенная в 1,1 км на юг от ст. Уросозеро, имеющая прослеженную длину 120 м при мощности ее 40 м [28]. Жила сложена пегматитом плагио-микроклинового состава пегматоидной и блоковой структур. В нем встречается мусковит в виде пачек размером 2×7 см, толщиной 1—3 см. Мусковит деформирован и является следом низкого качества. В протолочной пробе, взятой из этой жилы, установлено присутствие редких знаков фергусонита и висмутита в количестве до 2,5 г/т.

Помимо участка Уросозеро пегматитовые жилы мощностью 0,5—1,5 м отмечаются на западном побережье оз. Выгозера, к юго-востоку от ст. Сегежа [20, 22] и в 1,5 км к северу от разъезда Суглица [24], где они залегают среди гнейсо-гранитов. Состав жил плагиомикроклиновый, структура пегматоидная.

С точки зрения применения пегматитов для керамической промышленности жилы не изучались. Учитывая наличие в них признаков редкометаллической минерализации, можно рекомендовать пегматитовые жилы района для дальнейшего комплексного их изучения.

#### ПРОЧИЕ НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### Асбест хризотилловый

Проявление хризотилового асбеста встречено в 1,4 км к юго-западу от ст. Уросозеро, где оно приурочено к массиву серпентинитов. В серпентинитах по трещинкам развиваются прожилки игольчатого хризотила мощностью

от нескольких миллиметров до 10—15 см. В одном из прожилков игольчатого хризотила и в мелких оперяющих трещинах развивается тонковолокнистый эластичный хризотилловый асбест, образующий линзовидные скопления размером 1×2×6 см. Видимая мощность трещиноватой зоны, содержащей асбест, 0,3—0,4 м.

Хризотилловый асбест светло-серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, тонковолокнистого сложения. Длина волокон от 0,5—1 см до 4—6 см. Волокна эластичны, прочны на разрыв и легко образуют кудельку. Практическое значение асбестового проявления не выяснено, так как специальное изучение асбеста не проводилось.

Сильная трещиноватость массива серпентинитов и наличие в нем прожилков хризотила, местами ассоциирующего с эластичным хризотил-асбестом, указывают на возможность нахождения здесь практически интересных скоплений этого минерала. Благоприятные экономические условия расположения массива серпентинитов, содержащих асбест, позволяют рекомендовать его для более детального изучения.

##### Талько-хлоритовый сланец (горшечный камень)

Проявления талько-хлоритового сланца известны в районе ст. Уросозеро. Генетически они связаны с измененными ультраосновными породами—серпентинитами, залегающими в сланцах пезозерской свиты.

К северо-востоку от ст. Уросозеро в двух массивах серпентинитов в их краевых зонах [25, 26] располагаются небольшие залежи талько-хлоритовых сланцев. В первом массиве [26] мощность залежи талько-хлоритовых сланцев не превышает 1—1,5 м. Во втором массиве [25] известны две залежи талько-хлоритовых сланцев. Первая залежь располагается в юго-восточном контакте серпентинитов с амфиболо-плагиоклазовыми сланцами. Мощность ее 16 м, длина 200 м. Вторая залежь талько-хлоритовых сланцев наблюдается в виде изолированной линзы, включенной в пегматоидный гранит. Мощность линзы 10 м, длина 40—50 м. Талько-хлоритовые сланцы серого и зеленовато-серого цвета обычно тонкорассланцованы, реже встречаются слабоосланцованные монолитные разновидности. Химический состав талько-хлоритовых сланцев по результатам химических анализов довольно однородный. Талько-хлоритовые сланцы Уросозера в связи с незначительным размером их залежей практического интереса не представляет.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

##### ИЗВЕРЖЕННЫЕ ПОРОДЫ

##### Граниты и гнейсо-граниты

Граниты и гнейсо-граниты занимают довольно значительные площади на территории листа и относятся к архейскому и нижнепротерозойскому возрасту. В большинстве своем граниты имеют неравномернозернистую структуру и часто огнейсованы. На карте показано четыре месторождения гранитов и гнейсо-гранитов—Майгубское, карьер № 37, Сегежское и 653 км Октябрьской ж. д.

Майгубское месторождение [14] сложено нижнепротерозойскими плагио-микроклиновыми гранитами. Объемный вес их 2,67%, истинная пористость 1,82—3,26%, водопоглощение 0,07—0,16%. Предел прочности в воздушно-сухом состоянии от 506 до 1845 кг/см<sup>2</sup>, в водонасыщенном от 905 до 1620 кг/см<sup>2</sup>. Запасы по категории С<sub>2</sub> составляют 144,0 тыс м<sup>3</sup>. Мощность полезной толщи 5 м. Гнейсо-граниты по прочности могут использоваться как бут для гидротехнических сооружений.

Сегежское месторождение [18] сложено плагиомикроклиновыми порфировидными гранитами, средняя мощность полезной толщи 5 м, вскрыши—0,3 м. Предел прочности сухих образцов 1730—2520 кг/см<sup>2</sup>, водонасыщенных—1900—2670 кг/см<sup>2</sup>. Запасы по категории А<sub>2</sub> составляют 82,0 тыс м<sup>3</sup>.

Месторождение карьер № 37 [12] расположено в 2 км на север от ст. Майгуба. На небольшом островке прослеживается гряда, сложенная среднезернистыми серого цвета гранодиоритами. Порода по системе вертикальных трещин отдельности разбиты на глыбы размером  $0,3 \times 0,4 \times 0,4$  м. Средняя мощность полезной толщи 2,52 м, мощность вскрыши 0,55 м. Предел прочности сухих образцов  $1610 \text{ кг/см}^2$ , водонасыщенных —  $1335 \text{ кг/см}^2$ . Запасы 48,0 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение 635 км Октябрьской ж. д. [23] сложено архейскими среднезернистыми и крупнозернистыми гнейсо-гранитами розовато-серого цвета, содержащими ксенолиты амфиболо-биотитовых и двуслюдистых гнейсов и сланцев. Запасы по категории С<sub>2</sub> составляют 200—300 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение эксплуатировалось с 1935 г. для строительства ББК.

Суммарные запасы гранитов и гнейсо-гранитов на площади листа составляют по категории А<sub>2</sub>+С<sub>2</sub>—574 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе по категории А<sub>2</sub>—82,0 тыс. м<sup>3</sup> и по категории С<sub>2</sub>—492 тыс. м<sup>3</sup>.

#### Метадиабазы

Метадиабазы в пределах описываемой площади развиты к югу и юго-востоку от ст. Сегежа. Они прослеживаются по западному побережью оз. Воицкого и побережью пролива, соединяющего Выгозеро с оз. Воицким и на п-ове Май-Наволоок. Большая часть метадиабазов расщелочена и не может быть использована в качестве прочного строительного камня. Массивные разновидности метадиабазов могут использоваться в качестве брусчатки для дорожного строительства и как строительный камень на бут для гидротехнических сооружений и щебень для гидротехнического бетона.

На территории листа разведано два месторождения диабазов — Нижневыгское и Сергозерское.

Нижневыгское месторождение метадиабазов [1] расположено на правом берегу р. Нижний Выг, в устье р. Онды. Средняя мощность 5 м, мощность вскрыши 0,2 м. Временное сопротивление сжатию: воздушно-сухих образцов  $1120—2260 \text{ кг/см}^2$ , водонасыщенных —  $1150—2050 \text{ кг/см}^2$ . Запасы по категории А<sub>2</sub> составляют 83,0 тыс. м<sup>3</sup>.

Сергозерское месторождение [7] расположено в 2 км на запад от ст. Надвоицы на берегу оз. Сергозеро. Месторождение сложено метадиабазами, имеющими мощность выходов 5—6 м. Предел прочности при сжатии в сухом состоянии изменяется от 837 до  $2000 \text{ кг/см}^2$ , в водонасыщенном состоянии  $881—1830 \text{ кг/см}^2$ . Предел прочности при замораживании не изменяется. Запасы по категории С<sub>1</sub> составляют 91,7 тыс. м<sup>3</sup>. Суммарные запасы диабазов по категориям А<sub>2</sub>+С<sub>1</sub> составляют 174,7 тыс. м<sup>3</sup>. Диабазы могут быть использованы в качестве буттового камня.

#### обломочные породы

Песчано-гравийно-галечно-валунные отложения на площади листа широко развиты. Они сложены озовые гряды и камовые холмы, распространенные на западных побережьях озер Шобозеро, оз. Шавань, на восточном побережье оз. Выгозеро, на правом и левом берегах р. Онды, к югу от ст. Сегежа, южнее разъезда Шпаловой к востоку и юго-востоку от оз. Бабье.

Условия разработки озовых гряд благоприятные, так как практически они почти безводны, что позволяет вести эксплуатацию открытыми карьерами. Основная часть разведанных и частично эксплуатируемых песчано-гравийно-галечно-валунных месторождений попадает в полосу, располагающуюся вдоль Октябрьской ж. д.

На карте отмечены шесть мелких промышленных песчано-гравийно-галечно-валунных месторождений: Лейгубское, карьер № 39, 668—669 км Октябрьской ж. д., 677 км Октябрьской ж. д., месторождение Лейгуба, месторождение Разъезд Шпаловой.

Лейгубское месторождение [15] расположено в 1,0 км к западу от бывшего разъезда Лейгуба, на перегоне ст. Сегежа—ст. Майгуба. По тер-

риториальному признаку оно подразделяется на три участка — восточный, юго-западный и северо-западный.

Восточный участок представляет собой озоподобную гряду северо-западного простирания длиной 580 м, шириной 40—100 м и высотой 10—24 м. Гряда сложена песчано-гравийно-валунным материалом, содержащим валуны в количестве 35%. Общие запасы по категории С<sub>1</sub> составляют 185,8 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе валунного камня 46,4 тыс. м<sup>3</sup> (запасы не утверждались). Месторождение разрабатывалось в 1950—1952 гг. Ленинградским отделением Транспроекткарьера. В настоящее время разрабатывается с забоя старого карьера на глубину.

Юго-западный участок образован камом, длина которого 150 м, ширина 40—60 м, высота 18 м. Кам сложен гравийно-песчаным материалом. Крупно- и среднезернистые пески залегают шапкообразно на вершине возвышенности. Мощность полезной толщи крупно- и среднезернистых песков 2,3 м. Запасы их по категории С<sub>1</sub> составляют 6,0 тыс. м<sup>3</sup> (не утверждались). Месторождение выработано почти полностью, в настоящее время не разрабатывается.

Северо-западный участок представлен озово-камовой возвышенностью ( $500 \times 300$ ) м, высотой 40 м, сложенной мелкозернистыми песками. Крупнозернистые и среднезернистые пески залегают на вершине возвышенности и по западному склону. Мощность полезного слоя 6—6,85 м. Запасы песков по категории В 155,5 тыс. м<sup>3</sup> и С<sub>1</sub>—23,6 тыс. м<sup>3</sup>. В настоящее время это месторождение разрабатывается Сегежским стройуправлением. Песок используется для штукатурных и кладочных работ.

Месторождение Лейгуба [17] расположено в 1,0 км на запад от поселка Лейгуба и приурочено к озовой гряде северо-западного простирания, сложенной валуно-гравийно-песчаным материалом. Запасы по категориям А<sub>2</sub> 122,0 тыс. м<sup>3</sup>, В—517,4 тыс. м<sup>3</sup>, А<sub>2</sub>+В—639,4 тыс. м<sup>3</sup>, С<sub>1</sub>—878,2 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение карьер № 39 [3] расположено в 350 м к востоку от полотна Октябрьской железной дороги на 701 км, приурочено к узкой озовой гряде меридионального простирания. Гряда сложена галечно-гравийно-песчаными отложениями с незначительным содержанием валунов. Содержание гравия до 25%, гальки до 15—20%. Средняя мощность полезной толщи от 3,93 до 4,3 м. Мощность вскрыши 0,3—0,5 м. Разнозернистые, средние и крупнозернистые пески по качеству удовлетворяют техническим требованиям на балласт. Запасы балластного песка составляют по категории С<sub>2</sub> 228,0 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение разрабатывалось для нужд Октябрьской ж. д.

Месторождение 668—669 км Октябрьской ж. д. [19] располагается в 4 км к югу от ст. Сегежа, в 1,5 км восточнее полотна железной дороги. Здесь в юго-восточном направлении протягивается озовая гряда, имеющая длину 1700 м. Высота оза от 2 до 10 м, ширина 25—40 м у основания. Углы склонов 30—35°. Гряда сложена песчано-валуно-гравийным материалом. Содержание валунов до 20—25%, гравия 45—50%. Преобладают крупные фракции гравия. Песок крупнозернистый и разнозернистый. Запасы горной массы по категории С<sub>1</sub> составляют 758 тыс. м<sup>3</sup> (не утверждены). Месторождение разрабатывалось с 1937 по 1940 г. В настоящее время частично разрабатывается местными организациями в связи с постройкой моста через р. Сегежу, будет разрабатываться Сегежским стройуправлением.

Месторождение 677 км Октябрьской ж. д. [16] находится в 7 км севернее ст. Сегежа, в 0,5 км к востоку от железнодорожного полотна. Здесь располагается группа камов, сложенных разнозернистыми песками, содержащими гравий, гальку и валуны. Средняя мощность полезной толщи 6,0 м, вскрышных пород — 0,40 м. Песок и гравий пригодны для дренажного грунта и частично для балласта. Песок загрязнен глинистыми частицами и органическими примесями. Запасы по категории С<sub>2</sub> составляют 650 тыс. м<sup>3</sup>. Месторождение разрабатывалось при постройке и реконструкции железной дороги и почти полностью выработано.

Месторождение Разъезд Шпаловой [21] расположено в 600 м на запад от 663 км Октябрьской ж. д. на берегу оз. Линдозеро и приурочено к озоподобной гряде северо-западного простирания. Длина гряды 500 м, ширина 150—300 м, высота 5—8 м. Гряда сложена мелко- и тонкозернистыми песками

и лишь в краевых частях ее залегают две разобнесенных линзоподобных залежи крупнозернистых и среднезернистых гравелистых песков. Мощность полезной толщи гравелистых песков 2—5 м, вскрыши — 0,5 м. Запасы по категории  $C_1$  составляют 95,0 тыс. м<sup>3</sup>.

Разобнесенность линз и малые запасы создают неблагоприятные условия для разработки. Гравелистые пески отвечают требованиям технических условий на железнодорожный путевой балласт.

Суммарные запасы песчано-гравийно-галечно-валунного материала по категориям  $A_2+B+C_2+C_1$  составляют 3619,5 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе по категории  $A_2$  122,0 тыс. м<sup>3</sup>,  $B$  — 672,9 тыс. м<sup>3</sup>.

Песчано-гравийные, гравийно-песчаные и песчаные отложения имеют также широкое площадное распространение и используются в дорожном строительстве в качестве балласта.

На территории листа изучено четыре месторождения гравийно-песчаных и песчаных отложений — Шаванское, Надвоицкое (правобережный Ондский оз), Ондское и месторождение Уросозеро.

Шаванское месторождение [2] расположено в 2,5 км к северу от разезда Шавань, приурочено к озовой гряде протяженностью 1,0 км, простирающейся с северо-запада на юго-восток.

В юго-восточной части гряды к ней примыкают камы, северо-восточная часть ее сложена песчано-гравийным материалом, загрязненным органическими и глинистыми примесями. Эта часть озовой гряды в 1953 г. разрабатывалась трестом «Маткожпромстрой».

Юго-восточная часть озовой гряды и примыкающие к ней камовые возвышенности сложены гравийно-песчаным и песчаным материалом. Песок кварцевый отсортирован и загрязнен гумусом. По granulометрическому составу песок пригоден для бетона. Эта часть озовой гряды разрабатывалась для строительства ББК.

В северо-западной части озовой гряды вскрыты песчано-гравийные отложения, подстилающиеся песчано-гравийно-валунными отложениями. Мощность полезной толщи 8,5 м, содержание гравия в ней колеблется от 20 до 40% и с глубиной увеличивается. Верхний слой, как показали производственные анализы, загрязнен органическими примесями. Содержание глинистых примесей в песках колеблется от 0,8 до 2,8%. Ориентировочные запасы песчано-гравийного материала по категории  $C_2$  составляют 60 тыс. м<sup>3</sup>.

Надвоицкое месторождение [5] расположено в 5 км на юго-запад от ст. Надвоицы Октябрьской ж. д. Месторождение приурочено к озовой гряде протяженностью 18 км, сложенной в центральной части гравийно-галечными отложениями, а в краевых зонах средне- и мелкозернистыми песками. Большая часть озовой гряды выработана. Запасы гравийно-песчаных отложений невыработанной части оза по категории  $A_2$  составляют 439 тыс. м<sup>3</sup> и категории  $C_2$  — 30—40 тыс. м<sup>3</sup>.

Ондское месторождение [4] расположено в 4,0 км на юго-восток от пос. Онда, приурочено к озовой гряде северо-западного простирания, сложенной песчано-гравийным и песчаным материалом. Запасы песчано-гравийного материала по категориям  $A_2$  174,068 тыс. м<sup>3</sup>,  $B$  348,410 тыс. м<sup>3</sup>,  $A_2+B$  — 522,474 м<sup>3</sup>,  $C_1$  764,266 тыс. м<sup>3</sup>. Суммарные запасы по категориям  $A_2+B+C_1$  1286,740 тыс. м<sup>3</sup>. Запасы песка по категории  $C_1$  226,768 тыс. м<sup>3</sup>.

Месторождение Уросозеро [31] расположено в 5 км к востоку от разезда 17 Октябрьской ж. д. на северном берегу оз. Уросозера вблизи д. Уросозеро. Месторождение приурочено к озерной террасе и сложено мелкозернистыми и разнозернистыми песками. Ориентировочно запасы песка по категории  $C_2$  составляют 200 тыс. м<sup>3</sup>. Суммарные запасы гравийно-песчаных и песчаных отложений составляют 2252,5 тыс. м<sup>3</sup>, в том числе по категориям  $A_2+B$  627,5 тыс. м<sup>3</sup> и  $C_2$  300 тыс. м<sup>3</sup>.

#### КВАРЦИТЫ

На описываемой территории кварциты имеют небольшое распространение. В большинстве своем они сильно рассланцованы, содержат примеси полевого шпата, серицита, хлорита, карбоната, окислов железа и поэтому не

могут использоваться в огнеупорной, металлургической, кислотоупорной и стекольной промышленности.

На карте показано одно Надвоицкое месторождение [6] кварцитов, расположенное в 1,5 км к северо-западу от ст. Надвоицы. Оно сложено толщей белых кварцитов, пересланцованных с кварцевыми и кварцево-серицитовыми сланцами, прослеживающейся на значительное расстояние.

Помимо указанного месторождения выходы сливных кварцитов отмечаются в 2,5—3 км к северо-западу от г. Сегежа, где они также пересланцованы с многочисленными прослоями кварцево-серицито-хлоритовых сланцев.

#### ПРОЧИЕ ПОРОДЫ

##### Диатомиты

В пределах площади листа известно два месторождения диатомитов — Дубровское и Уросозерское.

Дубровское месторождение [13] расположено в северной части оз. Выг-озеро, в 2,5 км на юго-запад от д. Дубровой. На отмели площадью 3,0 тыс. м<sup>2</sup>, у восточной стороны песчаной косы, соединяющей два острова, при глубине воды не более 0,5 м под слоем торфа мощностью 0,75—1,0 м залегают диатомиты. Мощность диатомитов 0,5—0,75 м. Прослой диатомита прослеживается в западном направлении под песчаными отложениями косы, постепенно уменьшаясь до мощности 0,25 м, и затем выклинивается.

Уросозерское месторождение [30] расположено в 10 км на восток-юго-восток от ст. Уросозеро. Оно приурочено к болоту шириной 700 м, длиной 1200 м, окруженному выходами кристаллических пород, перекрытых тонким слоем валунного суглинка. Под слоем торфа мощностью 0,5 м по краям и до 5,0 м в центре болота залегает пласт диатомита, мощность которого колеблется от 0,20 до 4,3 м. Подстилающими породами являются озерные тонкозернистые пески, а в наиболее глубоких частях — глины синевато-серого цвета. В верхнем горизонте диатомиты сильно загрязнены торфом, по мере углубления они становятся более чистыми. Содержание  $SiO_2$  в них меняется от 42,07 до 69,53%, активной  $SiO_2$  — 19,25 до 45,33%. Содержание диатомитовых створок достигает 47%.

Запасы по категории  $C_1$  составляют 254,0 тыс. м<sup>3</sup>. Запасы утверждены ВКЗ (протокол № 75 от 1933 г.). Диатомиты пригодны для использования в качестве строительного материала.

По данным шлихового опробования в тяжелой фракции ледниковых, водноледниковых, озерных и аллювиальных отложений преобладающими минералами являются циркон, рутил, ильменит, гематит, реже присутствуют кианит, апатит, андалузит, силлиманит и пирит. В единичных знаках встречается хромит, сфен и анатаз. Все основные минералы тяжелой фракции связаны с разрушением протерозойских пород, преимущественно гранитов, широко развитых на территории описываемого района и за его пределами. Из полезных ископаемых в шлихах отмечаются монацит, шеелит, золото, молибденит, базовисмутит, ксенотим.

Монацит встречается почти во всех шлиховых пробах с исходным весом 15—20 кг, в количестве от 1 до 10 знаков, реже 25 знаков. Монацит попадает в рыхлые отложения, по-видимому, в результате разрушения и размытия гранитов и пегматитов, в которых он встречается как акцессорный минерал.

Шеелит содержится во многих шлиховых пробах с исходным весом 14—18 кг, в количестве от 1 до 10 знаков. Источником сноса шеелита, очевидно, служили кварцево-карбонатные жилы районов Воицкого рудника и р. Онды, в которых А. А. Авериным (1934ф) он был отмечен в единичных зернах. Во многих шлиховых пробах в ассоциации с шеелитом, иногда монацитом, отмечается золото в количестве одного, реже 2 знаков. Большая часть шлихов, содержащих золото, встречается в полосе северо-западного простирания, располагающейся вдоль ББК по обоим берегам оз. Выгозера. Обнару-

женное в шлихах золото, по-видимому, связано с разрушением золотоносных кварцевых жил Воицкого рудника и его окрестностей. В двух шлиховых пробах на юго-востоке описываемого района отмечается молибденит в количестве одного знака. Молибденит мог быть принесен с северо-запада из района Парандово, где он был обнаружен С. А. Дюковым (1952) в виде редкой рассеянной вкрапленности в гранитах.

В единичных шлихах на п-ове Май-Наволоки в количестве одного—двух знаков отмечаются ксенотим и базовисмутит, появление которых может быть объяснено разрушением пегматитовых жил, имеющих в районе.

#### **ПЕРСПЕКТИВЫ РАЙОНА И РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ДАЛЬНЕЙШЕМУ НАПРАВЛЕНИЮ ПОИСКОВО-РАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ**

Исходя из геологического строения территории листа и известных рудопроявлений, перспективы по выявлению полезных ископаемых и направление дальнейших работ характеризуется следующим образом.

Перспективы нахождения промышленных месторождений железа на территории листа отсутствуют. Все известные рудопроявления магнетита связаны с нижнепротерозойскими габбро-диабазами и из-за незначительных размеров практического интереса не представляют.

Месторождения меди и молибдена могут быть обнаружены в районе ст. Уросозеро и губы Уроксы Выгозера. В пределах этой площади развиты амфиболовые порфиробластические сланцы и амфиболиты пезозерской свиты, интрудированные нижнепротерозойскими гранитами и гранодиоритами, а также архейские скарнированные амфиболиты и амфиболо-биотитовые гнейсы. Многочисленные рудопроявления меди, впервые обнаруженные здесь В. В. Сиваевым летом 1961 г. (устное сообщение), сконцентрированы в скарнированных архейских амфиболитах, а также в амфиболовых порфиробластических сланцах пезозерской свиты. В дальнейшем в районе ст. Уросозеро и губы Уроксы Выгозера рекомендуется проведение поисковых работ на молибден и медь.

С кварцево-карбонатными жилами, пронизывающими сланцевые породы идельской свиты, связано незначительное свинцово-цинковое оруденение, встречающееся на территории Надвоицкого алюминиевого завода. Структурно-поисковое бурение, проведенное в этом районе Р. Г. Колесниковой в 1953 г. с целью поисков месторождений свинца и цинка положительных результатов не дало. Для окончательной оценки перспективности идельской свиты в отношении нахождения в ней месторождений свинца и цинка рекомендуется проведение электроразведочных работ на площади распространения этой свиты.

Помимо полиметаллов с кварцево-карбонатными жилами связано рудопроявление золота (Воицкий рудник). В дальнейшем рекомендуется проведение детальных поисковых работ на золото в районах распространения пород идельской и тунгудской свит, секущихся многочисленными кварцево-карбонатными жилами, в которых могут быть обнаружены практически интересные концентрации золота в коренном залегании.

В протолочной пробе из пегматитовой жилы южнее ст. Уросозеро [28], секущей зеленые сланцы пезозерской свиты, установлено присутствие редких знаков фергусонита и висмутита в количестве 1,5 г/т. Наличие в протолочной пробе пегматитов этих минералов указывает на редкометалльный характер их минерализации. В этом же районе выявлено заслуживающее внимания проявление хризотилового асбеста, связанное с серпентинитами. Попутно с изучением проявления хризотилового асбеста следует предусмотреть опробование пегматитовой жилы на редкие металлы и редкоземельные элементы.

Талько-хлоритовые сланцы, развитые в районе ст. Уросозеро, практического интереса не представляют из-за незначительных размеров проявления и невозможности наращивания их площадей.

Запасы каменных строительных материалов — гранита, диабазы, кварцита — на территории листа велики. Пески и песчано-гравийные отложения

широко распространены на описываемой территории и запасы их практически не ограничены.

Месторождения диатомитов имеют незначительные размеры. Диатомиты пригодны для использования их в качестве строительного материала. В дальнейшем рекомендуется проведение поисковых работ на диатомиты в бассейне Выгозера на площади развития послеледниковых озерных отложений, к которым они обычно и приурочены.

#### **ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ**

На территории листа региональные гидрогеологические исследования не проводились. Наши выводы о подземных водах делаются на основании материалов Северо-Западного геологического управления по буровым работам на воду в г. Сегеже и по данным из отчетов о разведке Парандовского месторождения серного колчедана, которое расположено за пределами листа, в непосредственной близости от его северной границы. Кроме того, учтены сведения о подземных водах, приведенные в отчетах по изыскательским работам к строительству ББК.

Подземные воды имеют повсеместное распространение на описываемой территории, будучи приуроченными как к четвертичным отложениям, так и к трещиноватым коренным породам архея и протерозоя. Ввиду специфических особенностей в характере залегания и циркуляции воды четвертичных отложений и коренных пород рассматриваются обособленно. В то же время наличие гидравлической связи между водами в различных породах дает основание считать, что в пределах листа залегает единый водоносный горизонт.

Воды четвертичных отложений приурочены к песчаным и супесчаным осадкам, которые отличаются неоднородным механическим составом. Характер залегания этих вод безнапорный, но иногда отмечается местный напор межпластового типа. Значительное распространение имеют воды типа «верховодка».

Глубина залегания зеркала водоносного горизонта колеблется от нескольких сантиметров до 10—15 м и зависит от рельефных условий. Четвертичные отложения, слагающие возвышенности, оказывают обводненными лишь в нижней части разреза. Значительно большую обводненность имеют четвертичные отложения в пониженных участках. На заболоченных площадях уровень подземных вод в весенний и осенний периоды часто сливается с дневной поверхностью. Основным источником питания водоносного горизонта являются атмосферные осадки.

Моренные пески и супеси, развитые в пределах листа, отличаются небольшой водопроницаемостью (коэффициент фильтрации песчано-пылеватой морены колеблется в широких пределах — от 0,4 до 9,5 м/сутки). Значительно большую водопроницаемость имеют флювиогляциальные пески и гравийно-галечные отложения, слагающие озовые гряды и камовые холмы, но мощность обводненной толщи обычно не превышает нескольких метров.

Торфяно-болотные отложения обладают слабой водопроницаемостью, но они сильно влагоемкие.

Воды в коренных кристаллических породах приурочены к трещиноватым зонам. Характер залегания трещинных вод как безнапорный, так и напорный. Напор проявляется на тех участках, где в толще четвертичных осадков залегают водоупорные прослои. Питание горизонта осуществляется как непосредственно за счет атмосферных осадков, так и путем инфильтрации из четвертичных отложений. Водообильность коренных пород зависит от степени трещиноватости и размеров трещин. Наиболее интенсивная трещиноватость отмечается в верхней части коренного массива (до 40—50 м). Часты проявления трещиноватости и в интервале 50—100 м. Глубже встречаются только отдельные трещины. Большая неравномерность водопроницаемости

коренных пород подтверждается имеющимися данными определения коэффициента фильтрации, который колеблется от 0,006 до 0,382 м/сутки.

Архейские гнейсо-граниты, широко представленные на описываемой территории, отличаются слабой водообильностью (коэффициент фильтрации выражается тысячными и сотыми долями метра в сутки). Слабо водообильны также протерозойские талько-хлоритовые сланцы, метаднабазы, конгломераты и кварциты. Сравнительно повышенной водообильностью выделяются кварцево-хлоритовые, кварцево-биотитовые и кварцево-карбонатные сланцы.

Естественные выходы подземных вод в виде источников на территории листа немногочисленны, а дебит их небольшой (до 1—2 л/сек).

Амплитуда колебаний уровня водоносного горизонта невелика и чаще всего не превышает 1,0—1,5 м. Наиболее высокий уровень характерен для апреля—мая, а низкий — для марта.

По своим химическим показателям воды в четвертичных отложениях и коренных породах относятся к нормально-пресным, мягким и средней жесткости, а по типу — к гидрокарбонатно-хлоридным натриево-кальциевым.

Подземные воды четвертичных отложений используются для водоснабжения, особенно в сельской местности. Водозабор осуществляется из шахтных колодцев индивидуального пользования. Использование вод коренных пород носит ограниченный характер. Функционируют лишь несколько буровых скважин в г. Сегеже и в районе шлюзов ББК. Дебит этих скважин небольшой (не более 50—100 м<sup>3</sup>/сутки).

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

- Борисов П. А. Очерк геологии и полезных ископаемых Олонешкой губернии. Петрозаводск, 1910.
- Бискэ Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Карелгосиздат, 1959.
- Дюков С. А. Стратиграфия. Нижний протерозой. Выгозерский участок, Тунгудско-Шуезерско-Пезозерский участок. Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание. Госгеолтехиздат, 1960.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Мат. по геол. России, т. VII, 1877.
- Кратц К. О., Нумерова В. Н. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Мат. по геол. и пол. ископ. Северо-Запада СССР. Северо-Западное геологическое управление, 1957.
- Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельского и Кольского фил. АН СССР, № 2, 1958.
- Кратц К. О. Главные черты дочетвертичной геологии восточной части Балтийского щита. Тр. лаб. геол., докембрия, вып. 9, 1960.
- Кратц К. О., Шуркин К. А. Геология докембрия восточной части Балтийского щита. Международный геол. конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол. Изд-во АН СССР, 1960.
- Кратц К. О. Тектоника, Карельский район. Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. I. Геологическое описание, Госгеолтехиздат, 1960.
- Озерецковский Н. Я. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. Изд. Академии Наук, 1792.
- Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Мат. по геол. и пол. ископ. Северо-Запада. Северо-Западное геол. упр., 1957.
- Перевозчикова В. А. Геологическая карта Карельской АССР м-ба 1:1 000 000 (ред. К. О. Кратц), 1959.

Потрубович Л. Н. Геологическая карта Кольского полуострова м-ба 1:1 000 000 (ред. Л. Я. Харитонов), 1957.

Полканов А. А. и Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. Тр. лаб. геол. докембрия. Вopr. геохронологии и геологии, вып. 12, 1961.

Судовиков Н. Г. Мигматиты, их генезис и методика изучения. По материалам исследований в Карелии. Тр. лаб. геол. докембрия. АН СССР, вып. 5, сб. стат. по геол. докембрия Балтийского щита, Памира и Тувы, 1955.

Тимофеев В. М. Исследование месторождений медных руд и района Воицкого рудника Сегозерском, Мунозерском и Туломозерском районах. Отчет о сост. и деят. геол. ком. за 1925—1926 гг., 1927.

Тимофеев В. М. Петрография Карелии. Петрография СССР, сер. I, вып. 5. Изд-во АН СССР, 1935.

Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, сер. геол., вып. 9, 1957.

Харитонов Л. Я. Стратиграфия протерозоя Карелии, Кольского полуострова и сопредельных стран Балтийского щита и его структурное расчленение. Международный геологический конгресс, XXI сессия, докл. сов. геол., 1960.

Шуркин К. А. Главные черты геологического развития архея северо-западной Беломорья. Тр. лаб. геол. докембрия АН СССР, вып. 9, 1959.

Яковлева В. В. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, лист Р-36-ХI, серия Карельская. Госгеолтехиздат, 1960.

### Фондовая

- Аверин А. А. Отчет о геологопоисковых работах по золоту в Надвоицком и Южно-Выгозерском районах КФССР в 1934, 1935 гг.
- Воскобойников Б. П. Отчет о разведке Воицкого месторождения в 1932 г.
- Вагапова М. Д., Кульбах Г. О. Отчет о геолого-поисковых работах в районе ст. Надвоицы КФССР в 1939 г., 1940.
- Глебова-Кульбах Г. О., Носикова А. М. и др. Отчет о геологоразведочных работах на Парандовском месторождении серного колчедана в Сегежском районе КФССР за 1950—1952 гг., 1953.
- Гуреев А. М. Отчет 6 геологической партии Беломорстроя, 1930.
- Дервиз В. М. Материалы по 2 геологической партии Беломорстроя, 1930.
- Дюков С. А., Сотникова М. А. Отчет о геологопоисковых работах на цветные и редкие металлы, проведенных в северо-западной части Сегежского района КФССР в 1952 г., 1953.
- Дюков С. А. Отчет о структурно-поисковом бурении на молибден, проведенном в районе к юго-востоку от Парандовского серноколчеданного месторождения в 1953 г., 1954.
- Дюков С. А. Геологическая карта СССР м-ба 1:200 000, лист Р-36-IV, серия Карельская. Объяснительная записка, 1961.
- Колесникова Р. Г., Колесников Г. П. Отчет о геологопоисковых работах на серный колчедан и цветные металлы, проведенных в центральной части Сегежского района КФССР в 1953 г., 1954.
- Макеенко Г. Т., Серебряков В. А. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах, проведенных в центральной части Сегежского района КФССР в 1948 г., 1949.
- Неуструев Ю. С. Окончательный отчет Повенецкой партии № 18 о поисках сульфидов в пределах Сорокского и Ругозерского районов КФССР в 1933 г., 1934.



Робонен В. И. Стратиграфия протерозоя района Парандово-Надвоицы. Фонды Карельского филиала АН СССР.

Сиваев В. В., Слюсарев В. Д. Отчет о геолого-съемочных работах, проведенных Восточно-Выгозерской партией в Сегежском и Беломорском районах КАССР в 1960 г., 1961.

Сиваев В. В., Николаевский Г. Н. Отчет о геолого-съемочных работах, проведенных Шелтозерской партией в Медвежьегорском и Сегежском районах КФССР в 1957 г., 1958.

Степанов В. С., Сыромятина Н. Д. Отчет о поисковых работах на химически чистые кварциты, проведенных Кремниевой партией в Медвежьегорском, Сегежском, Беломорском и Суоярвском районах КАССР в 1960 г., 1961.

Степанов В. С., Щучев К. А. Отчет о поисковых работах на талько-хлоритовый камень, проведенных Остерозерской партией в Сегежском, Медвежьегорском, Сортавальском и Кондопожском районах КАССР в 1958 г., 1959.

Яковлева В. В., Попов А. С. Отчет о геолого-съемочных и поисковых работах в Ругозерском районе КФССР в 1954 г., 1955.

ПРИЛОЖЕНИЕ 1

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Дюков С. А., Сотникова М. А.	Отчет о геологопоисковых работах на цветные и редкие металлы, проведенных в северо-западной части Сегежского района КФССР в 1952 г.	1952	Фонды СЗГУ, № 002829
2	Колесникова Р. Г., Колесников Г. П., Дубровский М. И.	Отчет о геологопоисковых работах на серный колчедан и цветные металлы, проведенных в центральной части Сегежского района КФССР в 1953 г. (Выгозерская партия)	1954	Фонды СЗГУ, № 0012475
3	Макеенко Т. Т., Серебряков В. А., Шостак З. А.	Отчет о геологосъемочно-поисковых работах, проведенных в центральной части Сегежского района КФССР в 1948 г.	1949	Фонды СЗГУ, № 2224
4	Мордвилко Л. А.	Справочник месторождений строителных материалов Карельской АССР	1959	Фонды СЗГУ, № 2992
5	Планкевич Г. И., Кириллова Т. И.	Отчет о поисковоразведочных работах на песчано-гравийный материал в Сегежском районе КАССР (Сегежская партия 1959 г.)	1959	Фонды СЗГУ, № 2996
6	Планкевич Г. Е., Кириллова Т. И.	Отчет о поисково-разведочных работах на пьски, гравий в районе г. Сегежи КАССР, проведенных в 1959—1960 гг. Сегежской партией	1960	Фонды СЗГУ, № 3044
7	Степанов В. С.	Отчет о поисковых работах на талько-хлоритовый камень, проведенных Остерозерской партией в Сегежском, Медвежьегорском, Сортавальском и Кондопож-	1959	Фонды СЗГУ, № 2981

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
8	Сиваев В. В., Николаевский Г. Н., Степанов В. С., Пекуров А. В.	ском районах КАССР в 1958 г. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Шелтозерской партией в Медвежьегорском и Сегежском районах Карельской АССР в 1957 г.	1958	Фонды СЗГУ, № 2959
9	Сиваев В. В., Слюсарев В. Д.	Отчет о геологосъемочных работах, проведенных Восточно-Выгозерской партией в Сегежском и Беломорском районах КАССР в 1960 г.	1961	Фонды СЗГУ, № 3052

**СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА КАРТЕ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-V М-БА 1:200 000**

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К-коренное)	№ использованного материала по списку (приложение 1)
<b>Металлические ископаемые</b>					
<i>Благородные металлы</i>					
11	I-2	Вонцкий золотомедный рудник	Эксплуатировалось с 1745 по 1794 г.	К	1, 2, 3
<b>Строительные материалы</b>					
<i>Изверженные породы</i>					
14	II-1-2	Граниты и гнейсограниты Майгубское месторождение	Не эксплуатировалось	К	4
12	I-2	Карьер № 37	То же	К	4
18	II-2	Сегежское	"	К	4
23	III-1-2	653 км Октябрьской ж. д.	Эксплуатировалось с 1935 г. для стр-ва ББК	К	4
<i>Основные породы</i>					
1	I-1	Метадиабазы Нижневыгское	Не эксплуатировалось	К	4
7	I-2	Сергозеро	То же	К	4
<i>Обломочные породы</i>					
3	I-1	Галька и гравий Карьер № 39 на 701 км Октябрьской ж. д.	Разрабатывалось для нужд Октябрьской ж. д.	К	4, 5, 6
15	II-2	Лейгубское	Эксплуатируется Сегежским Стройуправлением	К	4, 5, 6

Продолжение прилож. 2

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное)	№ использованного материала по списку (приложение 1)
16	II-2	677 км Октябрьской ж. д.	Эксплуатировалось при постройке Октябр. ж. д.	К	4, 5, 6
19	II-2	668—669 км Октябрьской ж. д.	Эксплуатировалось с 1937 г. по 1940 г. и эксплуатируется местными строительными организациями	К	4, 5, 6
17	II-2	Лейгуба	Эксплуатируется с 1959 г.	К	6
21	III-2	Разъезд Шпаловой	Разрабатывалось для строительства Октябрьской ж. д.	К	4, 5, 6
<b>Песок строительный</b>					
5	I-1	Надвонцкое (Ондский правобережный оз)	Эксплуатировалось с 1951 г. трестом Маткож-промстрой	К	4, 5
2	I-1	Шаванское	Частично эксплуатировалось в 1953 г. для строительства ББК	К	4, 5
4	I-1	Ондское (левобережный Ондский оз.)	Эксплуатировалось при постройке Ондской ГЭС и жилых зданий пос. Каменный Бор	К	4, 5
31	IV-2	Уросозеро вблизи д. Уросозеро	Не эксплуатировалось	К	4
<b>Прочие породы</b>					
<b>Диатомиты</b>					
30	IV-2	Уросозерское	Не эксплуатировалось	К	4

ПРИЛОЖЕНИЕ 3

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-V КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название месторождения полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное)	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
<b>Строительные материалы</b>					
<b>Обломочные породы</b>					
<b>Кварциты</b>					
6	I-2	Надвонцкое (к северу от ст. Надвонцы)	Не эксплуатировалось	К	4
<b>Прочие породы</b>					
<b>Диатомиты</b>					
13	I-2	Дубровское	То же	К	4

ПРИЛОЖЕНИЕ 4

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-V КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ М-БА 1:200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
<b>Металлические ископаемые</b>				
<i>Черные металлы</i>				
		<b>Магнетитовые руды</b>		
10	I-2	На юго-западном берегу оз. Воицкое	В метаднабазах вкрапленники магнетита, размером 2×2 см до 4×3 см и прожилки, сплошь выполненные магнетитом	2, 3
<i>Цветные металлы</i>				
		<b>Медь</b>		
9	I-2	Юго-западный берег оз. Воицкого	К кварцевым, кварцево-эпидотовым и кварцево-карбонатным прожилкам, приурочена вкрапленность халькопирита, борнита и медной зелени	1, 2, 3
27	IV-2	На южном побережье губы Урокса Выгозера	В скарнированных амфиболитах и амфиболовых гнейсах халькопирит в виде гнезд и шпиров	9
<i>Свинцово-цинковые</i>				
8	I-2	К юго-западу от ст. Надвоицы на территории Надвоицкого алюминиевого завода	К тонким кварцевым и кварцево-карбонатным прожилкам, приурочено незначительное цинковое оруденение. Рудные минералы — галенит, сфалерит, халькопирит, иногда пирротин	1, 2

Продолжение прилож. 4

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
<b>Неметаллические ископаемые</b>				
<i>Керамическое сырье</i>				
		<b>Пегматит</b>		
20	II-2	В 6,0 км на юго-восток от г. Сегежа на берегу оз. Выгозера	В гнейсо-гранитах пегматитовые жилы мощностью 0,5—1,5 м Пегматит плагиомикроклинового состава	3
22	III-2	В 12 км юго-восточнее г. Сегежа на западном берегу оз. Выгозера	Пегматитовые жилы мощностью 30—40 см, содержат турмалин	3
24	III-2	В 1,5 км севернее разъезда Суглица	Пегматитовая жила мощностью 1,5 м плагиомикроклинового состава	3
28	IV-1-2	Участок Уросозеро в 1,1 км на юг от ст. Уросозеро	8 пегматитовых жил. Наибольшая жила мощностью 40 м прослежена на 120 м. Пегматит плагиомикроклинового состава пегматоидной и блоковой структур	3, 7
		<b>Хризотилловый асбест</b>		
29	IV-1-2	В 1,4 км на юго-восток 170° от ст. Уросозеро	В серпентинитах прожилки хризотила. В одном из прожилков развивается тонковолокнистый хризотилловый асбест в виде линзовидных скоплений размером (1×2×6)	7
		<b>Талько-хлоритовый сланец</b>		
26	IV-2	В 1250 м на восток от ст. Уросозеро	В приконтактной части дайкообразного тела серпентинита небольшая залежь талько-хлоритовых сланцев мощностью 1 м	7

Продолжение прилож.

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления полезного ископаемого	Характеристика проявления	№ использованного материала по списку (Приложение 1)
25	IV-2	В 2,0 км на северо-восток от ст. Уросозеро	<p>В юго-восточном контакте серпентинитов с амфиболо-плагноклазовыми сланцами (массив 2) вскрыты талько-хлоритовые сланцы мощностью 15—16 м                      Длина залежи 200—250 м</p> <p>В 40 м северо-восток от массива серпентинитов талько-хлоритовые сланцы встречены в виде линзы мощностью 10 м, и длиной 40—50 м</p>	7