

С 020701 / Р-36-IX

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР  
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ  
КОМИТЕТ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

*Серия Карельская*

Лист Р-36-IX

Объяснительная записка

12608

Составители: В. В. Яковлева, Ю. И. Белов  
Редактор В. И. Робонен

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
21 декабря 1961 г. № 52



С 413253

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»  
МОСКВА 1965

## ВВЕДЕНИЕ

Территория листа расположена в западной части центральной Карелии в районах озер Сукк-Озера, Янг-Озера и оз. Гимольского и ограничивается координатами  $62^{\circ} 40' - 63^{\circ} 20'$  с. ш. и  $32^{\circ} 00' - 33^{\circ} 00'$  в. д. В административном отношении она относится к Суоярвскому району КАССР. Площадь листа составляет 3774 км<sup>2</sup>.

В центральной его части проходит железная дорога, связывающая район со столицей республики г. Петрозаводском. Помимо железной дороги имеется улучшенное автомобильное шоссе между поселками Ключина Гора, Поросозеро, Суоярви и Юстозеро. Район населен слабо. Население занято в леспромахозах и на строительстве железной дороги.

Наиболее крупными населенными пунктами являются поселки Поросозеро и Суккозеро, где базируются крупные леспромахозы. Близ пос. Поросозеро на р. Валазме проектируется строительство Валазминской ГЭС, которая будет давать электроэнергию для промышленных предприятий и населения района.

Поверхность описываемой территории представляет собою всхолмленную заболоченную равнину с абсолютными отметками 100—280 м. В восточной части равнины, в меридиональном направлении прослеживаются цепи сельг, перемежающихся с заболоченными понижениями. Наиболее высокая сельга Вотто-Вара с абсолютной отметкой 417 м расположена близ оз. Вотто-Мукс. Относительное превышение сельг над простирающейся к западу равниной измеряется 150—180 м. В районах оз. Сукк-Озера, оз. Гимольского и хутора Гинденвара наблюдаются отдельные грядообразные возвышенности, ориентированные в меридиональном направлении. Высота возвышенностей достигает 20—30 м. К югу от оз. Гимольского и к северу от оз. Сукк-Озера развиты равнины с валунистыми полями и моренными холмами высотой 5—10 м. Пространства между ними заболочены и часто заняты озерами.

Основным водным бассейном района служит система озер Сукк-Озеро — озеро Гимольское, вбирающая в себя многочисленные ручьи и речки, стекающие с местных водораздельных

плато, расположенных к востоку и юго-западу от этих озер. С западного водораздела течет р. Суна, впадающая в оз. Ройк-Наволочское, а затем в оз. Гимольское. Из озера Гимольского она протекает далее на юг, образуя крупные озеровидные расширения: оз. Кудомгубское, Чуд-Озеро, оз. Кинас и Порос-Озеро. По р. Суне производится сплав леса. Помимо р. Суны, на территории листа имеются многочисленные ручьи и речки небольшой (1—10 км) протяженности, соединяющие между собою озера. К таким рекам относятся: Арянукс, Торосозерка, Иебор, Бола, Юдозерка, Ушкала и другие. Все эти реки имеют слабо разработанные, засыпанные валунами порожистые русла. В ровных заболоченных пространствах они образуют тихие плёсы с заросшими плоскими берегами.

Наиболее крупными озерами на описываемой площади являются оз. Гимольское, Сукк-Озеро и оз. Янг-Озеро.

Озеро Гимольское ориентировано в северо-западном направлении, имеет длину 25 км и ширину 4 км. Берега его слабо изрезаны, местами почти прямолинейные, что вероятно свидетельствует о его тектоническом происхождении.

Озеро Сукк-Озеро располагается на северо-западе территории листа и занимает площадь около 30 км<sup>2</sup>. Форма его близка к изометричной, берега плоские с извилистыми очертаниями.

Озеро Янг-Озеро находится близ восточной границы территории листа и имеет вытянутую форму. Длина озера достигает 16 км при ширине 3 км. Озеро ориентировано в северо-западном направлении, берега его обрывистые и прямолинейные. Помимо описанных озер имеется много мелких — Мярят, Мегри-Ярви, Ковд-Озеро, Арянукс, Муз-Озеро, Бол-Озеро и др. Все они разбросаны среди моренных равнин восточного и западного водоразделов.

Одним из первых исследователей геологического строения площади листа был А. А. Иностранцев, который в 1870 г. проделал маршрут от д. Ключиной Горы по р. Суне к озеру Гимольскому и далее в Гимольский погост. В районе д. Ключиная Гора он наблюдал хлоритовые порфиридные гнейсы и согласно залегающие на них кварцитовые сланцы, содержащие тальк. К западу от Гимольского озера он установил развитие гранито-гнейсов. Как гранито-гнейсы, так и кварцитовые сланцы А. А. Иностранцев относил к архею, а широко распространенные за Гимольским озером к востоку кварциты и кварцито-песчаники — к палеозою.

С конца XIX века и по 1929 г. этот малонаселенный и отдаленный от путей сообщения район Карелии почти не изучался. В 1929 г. в соседнем с севера и северо-запада Ребольско-Кимасозерском районе и частично на территории листа проводил исследование Н. Г. Судовиков; в результате была опубликована работа «Докембрийские породы Ребольско-Кимасозерского рай-

она» (1933). На основе работ 1929 г. Н. Г. Судовиковым была составлена обзорная геологическая карта Ребольско-Кимасозерского района в масштабе 1:400 000, где среди архейских образований был выделен комплекс гранито-гнейсов, мигматитов, кристаллических сланцев, а также более молодых гранитов второй группы, относимых к верхнему архею. Протерозой, по его данным, представлен кварцитами, сланцами и основными изверженными породами типа габбро-диабазов.

В 1933 г. Н. Г. Судовиков в районе д. Ключиная гора провел ряд геологических наблюдений. В результате этого посещения он подтвердил выдвинутую им ранее стратиграфическую схему, отрицая разделение карельской формации на две системы.

Систематическое изучение геологического строения площади листа началось в 1945 г., когда Ленинградское геологическое управление проводило в районе д. Гимолы аэромагнитные и геологические съемки масштаба 1:200 000, а также разведочные работы по исследованию аномалий, связанных с железными рудами.

В 1945 г. сотрудник СЗГУ З. Г. Ушакова закартировала в масштабе 1:200 000 юго-восточную часть территории листа (район Янг-Озера и Чин-Озера). Здесь ею были выделены протерозойские кварцито-песчаники и аркозы, перемежающиеся с пластовыми телами метадиабазов и габбро-диабазов интрузивного и эффузивного генезиса.

В 1946 г. К. К. Хазанович и А. В. Клокова проводили геологическую съемку масштаба 1:100 000 в районах, прилегающих к Гимольскому железорудному месторождению. На обследованной территории они выделили архейские и протерозойские комплексы пород, покрытые толщей рыхлых четвертичных отложений. К архейским породам свонийского возраста К. К. Хазанович относил олигоклазовые гнейсо-граниты. Кристаллические сланцы и гнейсы гимольского метаморфического комплекса, граниты второй группы, их мигматиты и пегматиты рассматривались им в группе верхнеархейских образований. Протерозойские породы по К. К. Хазановичу представлены конгломератами, аркозами, кварцитами, интрузивными метабро-диабазами и их эффузивными аналогами метадиабазами. В составе верхнеархейского гимольского метаморфического комплекса сланцев К. К. Хазанович выделяет кварцево-биотитовые, амфиболо-биотитовые сланцы, порфириды, кварцито-видные сланцы и эпидотовые гнейсы. В это же время В. И. Намоюшко проводит разведочные работы на месторождении Гимолы I. Им было установлено, что руды месторождения представлены магнетитовыми кварцитами, залегающими в виде маломощных линз в толще метаморфизованных сланцев разнообразного состава.

В 1947 г. к северу от площади, заснятой К. К. Хазановичем, проведены геологосъемочные работы масштаба 1:200 000. Г. Т. Макеенко. По данным этого исследователя, в районах оз. Сукк-Озеро и оз. Арянуке широко развиты архейские (свионийские) олигоклазовые гнейсо-граниты, среди которых залегают секущие тела габбро-амфиболитов. К свионию он также отнес часть кристаллических сланцев гимольского метаморфического комплекса. Среди поля олигоклазовых гнейсогранитов в районе оз. Сукк-Озера, Ковд-Озера, Суксинги и Калмунги Г. Т. Макеенко выделил массивы плагиоклазо-микроклиновых гранитов II группы, сопровождающиеся зонами мигматитов. Протерозойские породы, представленные конгломератами, глинистыми сланцами и кварцито-песчаниками были закартированы им в районах озер Вотто-Мукке и Унут-Озера.

В 1948 г. А. А. Миндлина заснята в масштабе 1:200 000 площадь, расположенная южнее оз. Гимольского и охватывающая районы озер Кудомгубского, Акон-Ярви, Чуд-Озера, оз. Нурмис и Порос-Озера. В пределах этой территории А. А. Миндлина установила широкое развитие мигматитов по архейским сланцам гимольского метаморфического комплекса и по плагиогранитам. Среди поля мигматитов к востоку от Чуд-Озера она выделила шесть небольших массивов архейских плагиогранитов. В группе архейских сланцев по составу были выделены амфиболовые, биотито-полевошпатовые, амфиболо-биотитовые и серицито-хлоритовые разновидности, образующие небольшую линзу у д. Гинденвара. Остальное поле нерасчлененных мигматитов рассматривалось как «инъекционные биотитовые гнейсы», образовавшиеся в результате проникновения более молодых плагиомикроклиновых гранитов в толщу верхнеархейских метаморфических сланцев. Фактический материал, подтверждающий эту точку зрения, А. А. Миндлина не приводит. Аналогичные мигматиты по биотитовым гнейсам, развитые к северу от оз. Сукк-Озера, Г. Т. Макеенко (1947ф) относил к свионию и коррелировал их с такими же породами Беломорья.

В 1952 г. Т. А. Лутковская проводила геологическую съемку масштаба 1:200 000 в районе озер Мегри-Ярви, Мярят и оз. Илинен-Луус-Ярви. В результате этих работ установлено, что на обследованной территории преимущественно развиты плагиомикроклиновые граниты нижнего отдела нижнего протерозоя, среди которых встречаются мелкие массивы архейских плагиоклазовых гранитов I группы и протерозойских плагиомикроклиновых гранитов III группы, относимых Т. А. Лутковской к верхнему отделу нижнего протерозоя. В основу разделения возрастных групп гранитов Т. А. Лутковская положила петрографический принцип. Помимо протерозойских и архейских гранитов она выделила редкие линзы архейских гнейсов, сланцев и порфирондов и неправильные тела метаднабазов

верхнего отдела нижнего протерозоя, рвущихся плагиомикроклиновыми гранитами III группы.

В 1953—1955 гг. Северо-Западное геологическое управление проводит поисково-разведочные работы и детальные геологические съемки масштаба 1:50 000 и 1:2000 в районах Межозерского и Гимольского месторождений железных руд (А. Н. Иванов, А. А. Мустонен и др.). На основании этих работ А. Н. Иванов дал промышленную оценку Межозерского месторождения и подсчитал запасы по категориям  $A_2+B+C_1$  в количестве 58 823 тыс. т. Анализ обширного фактического материала, полученного в результате четырехлетней разведки месторождения, а также изучение материалов предыдущих исследователей (Кратц, 1952 и др.), позволили А. Н. Иванову отнести гимольский метаморфический комплекс к нижнему протерозою и выделить в нем толщи базальных конгломератов, рудовмещающих метаморфических пород и рудную толщу. А. Н. Иванов совместно с сотрудником Карельского филиала АН СССР В. М. Черновым (1953) впервые доказал базальный характер суккозерских конгломератов, ранее считавшихся В. М. Намоюшко (1948ф) внутриформационными образованиями железорудной формации. В толще базальных конгломератов А. Н. Иванов выделяет собственно конгломераты — крупнообломочные породы, содержащие гальку и валуны архейских плагиоклазовых гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов, и сменяющие их вверх по разрезу слоистые кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы и гнейсы, с прослоями кварцитов и биотито-амфиболовых сланцев. Лежащая стратиграфически выше толща рудовмещающих пород по А. Н. Иванову преимущественно сложена гранато-биотитовыми, гранато-биотито-амфиболовыми, серицито-мусковитовыми сланцами, кварцитами и порфироидами. Самая молодая рудная толща состоит из амфиболо-магнетитовых сланцев и амфиболо-магнетитовых кварцитов, перемежающихся с биотито-амфиболовыми сланцами и порфироидами. В дальнейшем это разделение было положено В. А. Перевозчиковой в основу при составлении ею унифицированной легенды серии Карело-Кольского региона (1958ф), а также геологической карты Карелии масштаба 1:1 000 000 (1960). Собственно конгломераты и кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы она выделила в суккозерскую, а рудовмещающую и рудную толщи в межозерскую свиты.

В 1959 г. З. А. Бурцевой составлена геологическая карта масштаба 1:200 000 (лист Р-36-ХV) на территорию, прилегающую с юга к территории листа Р-36-IX. На этой карте З. А. Бурцева показывает комплекс нерасчлененных архейских и протерозойских гранитоидов, среди которых выделяются нижнепротерозойские сланцевые породы гимольско-парандовской серии (район Хаутаваары) и на северной рамке полоса железорудных сланцев

В 1960 г. из печати выходит XXXVII том «Геологии СССР». К. О. Кратц и В. М. Чернов, описывая геологическое строение Гимольского участка, выделяют среди развитой там толщи нижнепротерозойских метаморфизованных осадочно-вулканогенных образований три свиты: нижнюю — суккозерскую, среднюю — межозерскую и верхнюю — кадиозерскую. Объем этих свит несколько отличается от объема одноименных свит В. А. Перевозчиковой (1958ф), принятой ею в унифицированной легенде серии. В этом же году К. О. Кратц и В. М. Чернов готовят статью «К геологии протерозоя железорудных районов Карелии». В своей работе авторы дают описание части площади листа Р-36-IX, заключенной между озерами Сукк-Озером, Муз-Озером и оз. Гимольским. К работе приложена геологическая карта этого участка в масштабе 1:70 000.

Согласно К. О. Кратцу и В. М. Чернову здесь развиты две нижнепротерозойские синклинали — гимольская и суккозерская, сложенные породами суккозерской, межозерской и кадиозерской свит, относимых ими к лопскому (нижнему) отделу нижнего протерозоя. Обе структуры с востока интродуцированы плаггиоклиновыми гранитами, а с запада они налегают на архейские гнейсо-граниты. Вдоль западного контакта и в самой толще сланцев имеется ряд сбросов, занятых дайками габбро-диабазов. Эти дайки соединяются с полем нерасчлененных эффузивов и интрузивов сумийского отдела, развитых в районе Муз-Озера.

Принципиально новым в геологии описываемого ими района по сравнению с данными предыдущих исследователей является выделение в нижнепротерозойской группе двух отделов: более древнего лопского (сланцевого состава) и молодого сумийского (вулканогенного). По представлениям К. О. Кратца и В. М. Чернова (1960), породы сумийского отдела залегают на отложениях лопского с угловым несогласием. Однако достоверных геологических фактов, подтверждающих это положение для данного района, нет, и поэтому вопрос относительно существования углового несогласия между отделами пока остается открытым. При описании послойных разрезов в районах Гимольского и Межозерского месторождений В. М. Черновым дополнительно к исследованиям А. Н. Иванова был выделен горизонт кордиеритовых сланцев, залегающий между образованиями суккозерской и межозерской свит в объеме, установленном для них В. А. Перевозчиковой, а также описаны альбитофировые вулканогенные брекчии в верхних горизонтах выделенной им суккозерской свиты. Графитовые сланцы и порфириды, перекрывающие рудную толщу (Иванова, 1955), и собственно рудную толщу В. М. Чернов выделили под названием кадиозерской свиты. Верхние горизонты этой свиты являются аналогами нижней подсвиты бергаульской свиты, развитой на территории

листа Р-36-Х в Совдозерской структурной зоне (Яковлева, 1958ф).

В этот же период (1960 г.) А. И. Кайряк проводил геологическую съемку масштаба 1:50 000 в районе Порос-Озера и Бол.-Озера. В результате этих работ им было установлено, что поле эффузивов тунгудско-надвоицкой серии, показанное В. А. Перевозчиковой (1958) на геологической карте Карелии масштаба 1:1 000 000 в районе Бол.-Озера, отсутствует. На месте развития эффузивов располагаются архейские гнейсо-граниты, секущиеся пластообразными телами интрузий основных пород.

Из работ обобщающего характера, касающихся геологического строения площади листа, следует отметить работу Л. Я. Харитоновой «Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита», статью М. А. Гиляровой (1949) «Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение» и работу К. О. Кратца (1958) «К расчленению и терминологии протерозоя Карелии».

Летом 1960 г. на территории листа В. В. Яковлевой и В. И. Робоненом проводились контрольные маршруты, результаты которых учтены в настоящей работе и излагаются в тексте объяснительной записки.

При подготовке геологической карты к изданию в основу положены геологические съемки масштаба 1:50 000 и 1:200 000, проведенные Северо-Западным геологическим управлением с 1947 по 1954 гг., использован также большой фактический материал, собранный и систематизированный А. Н. Ивановым (1955ф) в процессе четырехлетней разведки Межозерского железорудного месторождения. Учтены также данные аэромагнитной съемки Г. А. Поротовой, проведенной ею в 1960 г.

При описании нижнепротерозойских образований составитель базировался в основном на работах А. Н. Иванова (1955ф) и сотрудников Карельского филиала АН СССР К. О. Кратца и В. М. Чернова (1960). В составлении объяснительной записки принимала участие Н. Н. Горюнова, которой написана глава «Четвертичная система».

## СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении площади листа принимают участие докембрийские кристаллические комплексы пород. Кристаллический фундамент докембрия почти повсеместно перекрыт плащом рыхлых отложений четвертичного периода.

Докембрийские кристаллические породы включают в себя образования архейской и протерозойской групп. В архейскую группу входят мигматизированные гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гранито-гнейсы, содержащие реликтовые тела

биотитовых и биотито-амфиболовых гнейсов, условно относимых нами к нижней толще беломорской серии. Развита все эти породы главным образом в западной половине территории листа, где слагают часть крупной гнейсо-гранитной куполовидной структуры, окаймляемой с востока образованиями гимольско-парандовской серии нижнепротерозойской подгруппы. Кроме того, гнейсо-граниты наблюдаются в более мелких куполах, выступающих среди отложений гимольско-парандовской серии в районе оз. Сукк-Озера и оз. Гимольского и прослеживаются широким полем на север, уходя далее за пределы листа.

Гимольско-парандовская серия представлена нижними горизонтиами, характеризующимися развитием конгломератов, биотитовых, биотито-амфиболовых, гранато-биотитовых, кордиеритовых, серицито-мусковитовых, серицито-биотитовых, амфиболо-магнетитовых сланцев, кварцитов и порфириидов суккозерской и межозерской свит. Породы суккозерской и межозерской свит секутся нижнепротерозойскими габбро-амфиболитами, метагаббро, метагаббро-норитами и серпентинитами. Линзообразные тела серпентинитов, амфиболитизированных габбро-диабазов и габбро-амфиболитов встречаются также в ядрах гнейсо-гранитных куполов, где они приурочены к прямолинейным разломам северо-западного и меридионального направления (район озер Чуд-Озера, Ковд-Озера, Чангас, Суксинга и др.).

Все перечисленные породы интродуцируются нижнепротерозойскими синорогенными гранитами и гранодиоритами, массивы которых прослеживаются вдоль зон нижнепротерозойской складчатости.

В архейском фундаменте эти гранитонды образуют отдельные массивы, окруженные зонами мигматитов. В восточной части территории листа архейские и нижнепротерозойские комплексы пород с угловым несогласием перекрываются пологолежащими конгломератами янгозерской свиты среднепротерозойской подгруппы, образующими синклиналиную структуру типа наложенной мульды. Кварцито-песчаники янгозерской свиты интродуцированы близповерхностными слллами диабазов и габбро-диабазов, местами переходящими в эффузивные покровы.

## АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

### Беломорская серия

#### Керетьская толща (Ab1)

К породам нижней толщи беломорской серии условно отнесены биотитовые, биотито-амфиболовые гнейсы и гранито-гнейсы, мигматизированные плагиоклазовыми и плагиомикроклиновыми гранитами. Гнейсы образуют отдельные пластооб-

разные и линзообразные тела, залегающие в гнейсо-гранитных куполах. Простираие гнейсовидности в реликтовых телах гнейсов совпадает с очертаниями куполовидных структур. Общее простираие гнейсовидности в крупных куполах северо-западное, близкое к меридиональному, падение крутое (80—90°), меняющееся в различных румбах.

По внешнему виду биотитовые гнейсы представляют собою серые мелкозернистые гнейсовидные породы, характеризующиеся развитием гранобластовых структур. Размер зерен, слагающих породу, 0,2—1 мм. Гнейс состоит из биотита (20%), кварца (40%) и плагиоклаза (30%). Плагиоклаз относится к ряду олигоклаз-андезина. В подчиненных количествах (10%) встречается эпидот, кальцит, хлорит и рудный минерал. Из акцессорных минералов наблюдаются апатит и циркон.

Биотито-амфиболовые гнейсы отличаются от описанных пород наличием призматических зерен обыкновенной зеленой роговой обманки, содержание которой достигает 10—15%. Структура биотито-амфиболового гнейса нематогранобластовая. Биотитовые и амфиболовые гнейсы связаны между собою постепенными переходами и через зону гранито-гнейсов и тектонических мигматитов переходят в окружающие гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты.

Гнейсы послыжно мигматизированы плагиомикроклиновыми гранитами. Мигматиты представляют собою ясно полосчатые породы; полосы субстрата, по составу соответствующие биотитовому или биотито-амфиболовому гнейсу, чередуются с лейкократовыми прослоями кварцево-микроклино-плагиоклазового состава. Мощность полос варьирует в широких пределах от нескольких миллиметров до 0,5 м. Микроклин, присутствующий в мигматизированных гнейсах и мигматитах, имеет четкое решетчатое строение, количество его в породе зависит от степени мигматизации, колеблясь от 1 до 40—60%. В гнейсах с ненарушенной гранобластовой структурой микроклин имеет ксеноморфное развитие, располагаясь в межзерновых пространствах в виде редких, неправильной формы зерен с чистой, хорошо выраженной кристаллической решеткой. В зонах грануляции и катаклаза, где явления кварцевого и калиевого метасоматоза проявлялись наиболее интенсивно, образовались полосчатые мигматиты. В этом случае возникают прослои кварцево-микроклинового состава, причем количество микроклина в них достигает 60%. Плагиоклаз под влиянием калиевого метасоматоза серицитизируется, и по краям зерен возникает альбитовая каемка. Биотит гнейсов замещается мусковитом. Аналогичные сильно мигматизированные гнейсы наблюдаются в керетьской толще беломорской серии архея, с которой мы условно проводим корреляцию описанных выше образований, как это и делалось ранее Г. Т. Макеенко (1948ф).

**ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА**  
**НИЖНЯЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА**  
**Гимольско-парандовская серия**

В пределах площади листа осадочно-вулканогенные метаморфические комплексы пород нижней протерозойской подгруппы представлены в основном суккозерской и межозерской свитами, являющимися нижними горизонтами гимольско-парандовской серии, которые образуют структурно-фациальную зону меридионального простирания, прослеживающуюся в центральной части территории. Занимающая более высокое стратиграфическое положение бергаульская свита состоит из образований нижней и верхней подсвит. Верхняя подсвита бергаульской свиты в виде прерывистой полосы наблюдается в районе озер Арянукс и Вотто-Мукс, где она несогласно перекрывается базальными конгломератами и кварцито-песчаниками сегозерско-онежской серии среднего протерозоя. Нижняя подсвита залегает непосредственно на породах межозерской свиты, обнажаясь в ядрах синклиналичных структур, сложенных сланцами межозерской и суккозерской свит.

*Суккозерская свита*

Суккозерская свита образует узкую синклинали меридионального простирания протяженностью 62 км при ширине от 0,5 до 3,5 км. От основной меридиональной синклинали отходят ответвления в широтном направлении в районе озер Сукко-Озера и Вотт-Озера, окаймляющие мелкие куполовидные структуры, в ядрах которых обнажаются архейские, частично реоморфизованные гнейсо-граниты. Образования суккозерской свиты смяты в серию крутых изоклинальных складок, меняющих свое падение в восточных и западных румбах. Нижние части разреза суккозерской свиты сложены конгломератами, перемежающимися с пластами и линзами зеленых сланцев и кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев.

Эти породы в унифицированной легенде серии объединены В. А. Перевозчиковой (1957ф) в нижнюю подсвиту суккозерской свиты. Верхние горизонты суккозерской свиты, образованные преимущественно кварцево-полевошпато-биотитовыми сланцами с подчиненными линзами и пластами кварцитов и порфиroidов соответственно были выделены ею в верхнюю подсвиту. Те же самые комплексы пород К. О. Кратц и В. М. Чернов (1960) рассматривают как свиты. Нижней подсвите суккозерской свиты, по их представлениям, соответствует суккозерская и верхняя подсвита — межозерская свиты.

Нижняя подсвита (Pt<sub>1</sub>sk<sub>1</sub>) суккозерской свиты, сложенная конгломератами, зелеными сланцами и кварцево-аль-

бито-биотитовыми сланцами, имеет весьма ограниченное распространение. Эти породы образуют разобщенные линзообразные тела величиною 250 м×3 км и 300 м×8 км, обрамляющие древние архейские купола в районе озер Сукко-Озера, Муз-Озера и оз. Ваех-Ярви.

По описанию А. Н. Иванова (1954ф), В. М. Чернова (1960 г.) и личным наблюдениям автора (1957—1960) наиболее полный разрез нижней подсвиты обнажается на западном склоне меридиональной вараки, расположенной восточнее оз. Окуньего, в западном крыле синклинали, сложенной породами суккозерской свиты. Здесь отмечается следующий порядок напластования пород (сверху вниз):

Слоистые кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы с единичными гальками гранитов, грано-диоритов, кварца, лептитов и с линзами амфиболовых сланцев	40 м
Гранитные конгломераты с единичными гальками лептитов и амфиболитов	60 "
<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/> Суммарная мощность 100 м	

Гранитные конгломераты, залегающие в основании разреза и падающие под углом 70° на северо-восток, представляют собой развальцованные породы, на 60—80% сложенные гальками плагиоклазовых гнейсо-гранитов, гнейсо-гранодиоритов и гнейсо-диоритов. В подчиненном количестве встречаются гальки жильного кварца, аплита, пегматита и амфиболовых сланцев. Размер галек колеблется от 5 до 35 см в длину. Форма их удлиненная, и ориентированы они по сланцеватости породы. Галечный материал концентрируется близ подошвы пачки конгломератов. По мере продвижения вверх по разрезу количество валунов уменьшается, они становятся более окатанными, и в верхней части разреза наблюдаются лишь отдельные валуны среди слоистых кварцево-плагиоклазо-биотитовых сланцев, являющихся цементом нижележащих крупнообломочных конгломератов. Таким образом, прослеживается постепенный переход от грубообломочных пород, локализующихся в подошве нижней подсвиты, к мелкозернистым слоистым кварцево-полевошпато-биотитовым сланцам верхней части разреза.

Кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы представляют собой слоистые породы, в которых тонкие (1—3 мм) полосы кварцево-плагиоклазового состава чередуются с прослоями, насыщенными биотитом. Среди этих слоистых пород встречаются хорошо окатанные сплюснутые гальки желтовато-серых расщепленных лептитов, характеризующихся тонкозернистой гранобластовой, местами бластопорфировидной структурой. Основная масса лептитов образована кварцем (50%), альбитом (40%) и коричневым биотитом (10%). Бластопорфировидные вкрапленники представлены сильно раздробленными зёрнами кварца и плагиоклаза.

Амфиболовые сланцы, залегающие в виде линз среди кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев, обладают граубластовой структурой и состоят из обыкновенной роговой обманки, куммингтонита, олигоклаза (№ 25), кварца и эпидота. Среди них наблюдаются линзовидные миндалины размером 0,5×3 см, выполненные обыкновенной роговой обманкой, биотитом и эпидотом. Как указывает В. М. Чернов (1960), по химическому составу амфиболовые сланцы сходны с нормальным андезитом. Наличие миндалин в амфиболовых сланцах, а также их химический состав позволяют В. М. Чернову считать их метаандезитами.

Основываясь на нормальной смене фаций от грубообломочных в подошве нижней подсвиты к мелкозернистым в верхней ее части, мы рассматриваем данный разрез как типичный для нижней подсвиты. К. О. Кратцем и В. М. Черновым (1960) в восточном крыле синклинали в 3,5 км к северо-западу от оз. Муз-Озера был описан иной тип разреза нижней подсвиты (сверху вниз).

Туфобрекнии с крупными (20—40 см в диаметре) валунами и глыбами кварцево-альбито-биотитового сланца и альбитофира	110 м
Кварцево-биотитовые сланцы серые неясно полосчатые с прослоями амфиболобиотитовых сланцев	5 ..
Гранитные конгломераты, содержащие хорошо окатанную гальку гранита (до 40%) и единичную гальку кварца. Размер галек 2—7 см в диаметре	3 ..
Падение пород на юго-запад под углом 70—80°	

Суммарная мощность 118 м

При рассмотрении данного разреза обращает на себя внимание появление в его верхней части крупнообломочного материала, нарушающего трансгрессивную последовательность отложений, наблюдающуюся в разрезе восточного крыла синклинали. К. О. Кратц и В. М. Чернов (1960) объясняют наличие глыб и обломков альбитофира и сланцев их вулканогенным происхождением, классифицируя их как туфобрекнии и туфосланцы. По мнению автора, имеющийся в настоящее время фактический материал допускает и другую трактовку вопроса относительно генезиса этих образований. Нам кажется более вероятным, что слоистые кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы формировались не за счет вулканических выбросов, синхронных осадконакоплению, а в основном за счет размыва более древних вулканических формаций «лентитов», гальки которых встречаются среди сланцев в западном крыле синклинали. А так называемые «туфобрекнии» с крупными обломками альбитофира и сланцев могут оказаться базальными конгломератами сегозерско-онежской серии. В настоящее время этот вопрос является дискуссионным.

Конгломераты и пегматиты, связанными с нижнепротерозойскими

зойскими плагиомикроклиновыми гранитами. Гальки кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев и плагиомикроклиновых пегматитов встречаются в базальных конгломератах сегозерско-онежской серии среднепротерозойской подгруппы (Хазанович, 1947ф; Макеенко, 1948ф). Этими фактами устанавливается достоверная принадлежность описанных пород к базальным горизонтам гимольско-параидовской серии нижней протерозойской подгруппы.

Верхняя подсвита (Pt<sub>1sk2</sub>) суккозерской свиты налегает трансгрессивно на конгломераты нижней подсвиты и на архейские гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты, образуя крылья гимольской синклинали, усложненной широтными ответвлениями; эта синклинали зона разделяет два крупных гнейсо-гранитных купола в западной и восточной части площади листа. По данным К. К. Хазановича (1947ф), А. Н. Иванова (1954ф), В. М. Чернова (1960 г.) и других исследователей, верхняя подсвита сложена кварцево-плагиоклазо-биотитовыми, биотито-амфиболовыми сланцами, кварцитами и порфирами.

Ниже приводим подробное описание разрезов верхней подсвиты, располагающихся в восточном крыле гимольской синклинали близ оз. Кади и на горе Коди-вара.

Разрез по К. К. Хазановичу (1947ф) гора Коди-вара	Разрез по А. Н. Иванову (1955ф) оз. Кади — скв. 169
--	--

Описание разрезов сверху вниз:

Кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы, переливающиеся с серыми кварцитами, мощность прослоев кварцев 0,5—5 м	80 м	Кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы	60 м
Кварцит серый	20 ..	Амфиболо-биотитовые сланцы	25 ..
		Кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы с порфирами хлорита, по простиранию сменяется биотитовым гнейсом	20 ..

Мощность ориентировочная 100 м

Мощность истинная 105 м

В 1 км к северу от оз. Чазма-Ярви в восточном крыле суккозерской синклинали А. Н. Ивановым (1954ф) был описан разрез верхней подсвиты по структурной скв. 2, пробуренной Северо-Западным геологическим управлением в 1954 г. (сверху вниз):

Гнейс биотитовый, полосчатый, с частыми прослоями кварцита темно-серого цвета, мощностью от 2 мм до 4 см	60 м
Гнейс биотитовый, полосчатый; чередуются прослои темно-серого цвета, насыщенные биотитом, с лейкократовыми прослоями кварцево-полевошпатового состава	30 ..

Мощность истинная 90 м

15



Летом 1960 г. в процессе контрольных маршрутов В. В. Яковлевой и В. И. Робоненом в районе ст. Суккозеро были обследованы и описаны нижние части разреза верхней подсвиты, ранее относимые А. Н. Ивановым (1955ф) сначала к гнейсам, а потом совместно с В. М. Черновым (1953) к толще конгломератов.

В выемке железной дороги близ ст. Суккозеро обнажаются падающие на северо-восток под углом  $70-80^\circ$  темно-серые кварцево-полевошпато-биотитовые сланцы (аркозовые сланцы). Прослой, сложенные более крупным аркозовым материалом, в которых преобладают полевой шпат (плаггиоклаз № 18 и кварц, чередуются с темными тонкозернистыми полосами, насыщенными биотитом. Местами отдельные участки сланца слоисто обогащены эпидотом. Прослой аркозового материала имеют мощность от 3 мм до 5 см и, очевидно, вследствие будинжа быстро выклиниваются по простиранию. Мощность биотитовых прослоев варьирует в пределах от 1 мм до 1 см. Среди аркозовых сланцев В. И. Робоненом была отмечена ритмичная слоистость. Подошва ритма — аркозовый сланец — находится на юго-западе. По направлению к северо-востоку аркозовый сланец постепенно сменяется тонкозернистым биотитовым (глинистым) сланцем, который имеет четкую границу с вышележащим аркозовым сланцем. Мощность ритма 10—15 см. Среди ритмичных аркозовых сланцев наблюдаются маломощные (0,3 м) линзы слоистых галечников, содержащих мелкую (1—5 см в поперечнике) гальку гнейсо-гранитов.

Учитывая доминирующее развитие в данной части разреза мелкозернистых ритмичных фаций аркозовых сланцев, мы считаем возможным выделить этот горизонт из пачки собственно конгломератов, рассматривая его в составе верхней подсвиты суккозерской свиты, залегающей стратиграфически выше конгломератов. Из сопоставления описанных выше разрезов видно, что в нижней части подсвиты залегают грубозернистые слоистые породы, которые выделялись исследователями как гнейсы. Верхние горизонты сложены более тонкозернистыми породами того же состава, которые по величине зерна относятся к группе сланцев.

Как биотитовым гнейсам, так и кварцево-плаггиоклазо-биотитовым сланцам свойственна гранобластовая структура. В прослоях, обогащенных чешуйками биотита до 60%, структура становится лепидогранобластовой. Размер зерен, слагающих гнейсы, 0,5—1,5 мм в поперечнике, сланцы — 0,1—0,5 мм. Плаггиоклаз, присутствующий в гнейсах и сланцах, относится к альбиту № 8 и к олигоклаз-андезину № 18—28.

Как видно из приведенных разрезов, среди биотитовых гнейсов и сланцев залегают пласты кварцитов и биотито-амфиболовых сланцев.

Кварциты, образующие в описываемой толще прослой с четкими границами мощностью от 2 см до 20 м, представляют собою тонкозернистую темно-серую породу, состоящую из кварца (90%), мелких чешуек биотита, хлорита, серицита (10%) и редких зерен эпидота. Из аксессуарных минералов наблюдается рутил. Структура кварцита мозаичная. А. А. Миндлина (1948ф), наблюдая подобные породы среди сланцев близ контакта с гнейсо-гранитами, рассматривала их как роговики, возникшие в гнейсах в результате контактового метаморфизма, связанного с гранитами. В противоположность этому мнению К. К. Хазанович (1947ф), А. Н. Иванов (1954ф) и автор эти кварцитовидные породы считают осадочными, так как они наблюдаются и в удалении от контакта с гнейсо-гранитами, образуя самостоятельные прослои среди гнейсов и сланцев.

Биотито-амфиболовые сланцы, встречающиеся среди гнейсов и кварцево-полевошпато-биотитовых сланцев в виде пластов мощностью 25 м, отличаются от последних лишь наличием мелких зерен и отдельных порфириобласт обыкновенной зеленой роговой обманки ( $cNg=12^\circ$ ,  $Ng-Np=0,021$ ,  $Ng$  — буровато-зеленый,  $Np$  — бледнозеленый) в количестве от 5 до 50%.

Наряду с кварцитами и биотито-амфиболовыми сланцами несомненно осадочного генезиса А. Н. Ивановым (1954ф) и В. М. Черновым (1960 г.) отмечены линзы светло-серых тонкозернистых порфиридов, возникших за счет регионального метаморфизма кислых и средних эффузивов: плаггиопорфиоров, кварцевых порфиоров и дацитов. Основная масса порфирида образована мельчайшими зернами альбита-олигоклаза и кварца. Бластопорфиридные вкрапленники представляют альбит-олигоклазом № 14, в ряде случаев олигоклаз-андезином № 30 или кварцем. Структура порфириокластическая, так как вкрапленники плаггиоклаза и кварца сплющены и раздавлены. Порфириды незаметно переходят в кварцево-плаггиоклазо-биотитовые сланцы, что послужило для В. М. Чернова (1960) основанием почти все эти породы считать вулканогенными, уподобляя их лептитам. Иного представления о генезисе пород верхней подсвиты придерживается А. Н. Иванов, который относит большую их часть к осадочным образованиям.

Учитывая повсеместное развитие среди пород верхней подсвиты полосчато-слоистых текстур, проявление ритмичной слоистости, наличие прослоев галечников, мы считаем возможным присоединиться к мнению А. Н. Иванова об осадочном генезисе большей части пород подсвиты, относя их к терригенным флишoidным образованиям начальной стадии нижнепротерозойского цикла осадконакопления.

Для пород суккозерской свиты характерна высокая степень метаморфизма. Первичные породы, очевидно, имели песчано-глинистый состав. В процессе регионального метаморфизма песчаные осадки были превращены в биотитовые гнейсы и

кварцево-плагноклазо-биотитовые сланцы, глинистые прослои — в биотитовые сланцы и мергели — в биотито-амфиболовые сланцы. Все они претерпели глубокую перекристаллизацию, в результате чего первичные кластические структуры были полностью преобразованы в кристаллобластические.

*Межозерская свита (нерасчлененная) (Pt, mg)*

Породы межозерской свиты, представленные комплексом разнообразных сланцев и магнетитовых кварцитов, залегают в центральных частях небольших синклиналиных складок; крылья которых образованы сланцами суккозерской свиты. Такие синклиналиные структуры мелкого масштаба наблюдаются в 1,5—3 км к востоку и северо-востоку от пос. Гимолы, в 1 км к северу от оз. Чазма-Ярви и в 3 км к северо-западу от Муз-Озеро. Ко всем этим участкам приурочены залежи железных руд.

Наиболее полный разрез межозерской свиты был описан А. Н. Ивановым (1955ф) и В. М. Черновым (1960) по скв. 2, пробуренной Северо-Западным геологическим управлением на Центральном участке Межозерского железорудного месторождения.

Ниже приводим описание разреза по скв. 2 (от молодых к древним):

Кварцит амфиболо-магнетитовый сечется пластовым телом гнейсо-диорита мощностью 12 м. На контакте между амфиболо-магнетитовыми кварцитами и гнейсо-диоритами залегает жила пегматита плагноклазо-микроклинного состава. Мощность жилы 10 м . . . . .	40 м
Сланцы мусковито-биотитовые, серицито-мусковитовые, амфиболо-биотитовые, пересланяющиеся с амфиболо-магнетитовыми сланцами, кварцитами и порфироидами. Мощности прослоев сланцев различного состава варьируют от 0,5 до 3 м. Мощность прослоев амфиболо-магнетитовых сланцев 0,5—2 м . . . . .	20 ..
Гранато-амфиболо-биотитовые, гранато-биотитовые, амфиболовые и кордиеритовые сланцы. Мощность прослоев сланцев меняется от 0,2 до 10 м . . . . .	30 ..
<hr style="width: 100%; border: 0.5px solid black;"/>	
Мощность	100 м

Как видно из приведенного разреза, нижние горизонты межозерской свиты сложены кордиеритовыми, гранато-биотитовыми и гранато-амфиболо-биотитовыми сланцами.

Гранато-биотитовые сланцы представляют собой серые тонкополосчатые мелкозернистые породы. Полосы лейкократового состава мощностью 0,5 см и менее, чередуются с прослоями такой же мощности, насыщенными коричневым биотитом. Структура сланцев лепидогранобластовая и гранобластовая, в участках развития порфиробласт граната порфиробластовая. Сланцы состоят из плагноклаза (30%), кварца (40%), биотита (10%).

граната — альмандина, мусковита и эпидота (10%). Акцессорные минералы представлены апатитом и сфеном.

Гранато-амфиболо-биотитовые и амфиболовые сланцы отличаются от гранато-биотитовых сланцев наличием зерен амфибола ряда куммингтонит — грюнерит, содержание которого меняется от 40 до 90%. Для амфиболовых и гранато-амфиболо-биотитовых сланцев свойственна нематогранобластовая и нематобластовая структуры. Как примесь в этих сланцах отмечается магнетит и пирит.

Исследованиями В. М. Чернова (1960) в этом горизонте было установлено наличие кордиеритовых сланцев. Как указывает В. М. Чернов, кордиеритовые сланцы — это темно-серые пятнистые породы. Основная ткань сложена кварцем и биотитом, на фоне которых выделяются порфиробласты кордиерита: до 2,5 см в поперечнике.

Средняя часть межозерской свиты образована преимущественно тонкополосчатыми биотито-мусковитовыми, серицито-мусковитовыми сланцами и порфироидами. Среди этих пород появляются отдельные прослои амфиболо-магнетитовых сланцев и амфиболо-магнетитовых кварцитов мощностью от 0,5 до 3 м. Серицито-мусковитовые и биотито-мусковитовые сланцы обладают гранолепидобластовой структурой. Они состоят из серицита, мусковита и биотита, содержание которых изменяется в пределах от 10 до 40%, плагноклаза (олигоклаз-альбита № 14) (30%) и кварца (30%).

Порфиroidы представляют собой серые афанитового облика бластопорфиroidные породы, незаметно переходящие во вмещающие сланцы. Основная масса порфиroidов образована мелкими зернами альбит-олигоклаза (30%), кварца (60%) и чешуйками биотита и мусковита (10%). Бластопорфиroidные вкрапленники представлены деформированными зернами кварца и плагноклаз-альбита № 10.

Амфиболо-магнетитовые кварциты, наблюдающиеся в этой части разреза в виде редких прослоев, представляют собой темно-серые полосчатые породы. Полосчатость в них обусловлена чередованием тонких (0,3—0,5 см) кварцевых прослоев, насыщенных магнетитом до 80% с прослоями кварцево-куммингтонитового сланца мощностью 5—10 мм. Структура амфиболо-магнетитовых кварцитов нематогранобластовая за счет развития в них призм куммингтонита.

Самые верхние горизонты описываемой свиты сложены почти одними темно-серыми амфиболо-магнетитовыми сланцами и кварцитами, содержащими единичные прослои описанных выше порфиroidов.

При составлении унифицированной легенды серии Карело-Кольского региона В. А. Перевозчиковой (1958 г.) нижний и

средний горизонты описанной толщи были объединены в нижнюю, а руды верхнего горизонта — в верхнюю подсвиты межозерской свиты. Ввиду малых мощностей (не более 100 м) эти подсвиты в масштабе геологической карты листа не отражаются и поэтому для обеих нерасчлененных подсвит было принято условное обозначение верхней подсвиты межозерской свиты.

### *Бергаульская свита*

Породы бергаульской свиты в пределах площади листа представлены филлитовидными сланцами и порфироидами нижней подсвиты и основными эффузивами и автобрекчиями верхней подсвиты.

Нижняя подсвита ( $Pt_1br_1$ ). Филлитовидные сланцы и порфиroidы нижней подсвиты залегают согласно на образованиях межозерской свиты, слагая самые верхние части узких синклиналей, наблюдаемых в районе д. Гинденвара и близ пос. Гимолы.

По описаниям А. Н. Иванова (1954ф) и В. М. Чернова (1960 г.), филлитовидные сланцы представляют собой тонкополосчатые листоватые породы — лейкократовые прослои (1—10 см мощности) чередуются с меланократовыми, насыщенными распыленным графитом. Лейкократовые прослои состоят из мелких зерен альбита, кварца, серицита, хлорита, мусковита и биотита. В зависимости от различных количественных вариаций этих минералов возникают различные петрографические разновидности филлитовидных сланцев: кварцево-альбито-серицитовые, кварцево-альбито-хлоритовые, кварцево-альбито-биотитовые, графитистые и другие разновидности. Все они перемежаются между собой и связаны взаимопереходами. Среди филлитовидных сланцев выделяются отдельные тела порфиroidов — афанитовых светло-серых пород с бластопорфиroidными вкрапленниками идиоморфного альбит-олигоклаза № 28. Основная масса порфиroidа представляет собою кварцево-альбито-биотитовый сланец, которому свойственна лепидогранобластовая структура.

По минералогическому составу, структурам и степени метаморфизма описанные филлитовидные сланцы аналогичны сланцам, развитым в нижних горизонтах бергаульской свиты в совдозерской структурно-фациальной зоне (лист Р-36-Х; Яковлева, 1960). Типичным признаком бергаульской свиты является наличие в ее разрезах многочисленных прослоев графитистых сланцев, что мы и наблюдаем как в совдозерской, так и в гимольской зонах. Учитывая все эти данные, мы склонны считать, что межозерская свита согласно перекрывается сланцевыми образованиями бергаульской свиты.

Верхняя подсвита ( $Pt_1br_2$ ). Вулканогенные образования верхней подсвиты прослеживаются в северной части площади листа в районах оз. Арянукс и оз. Вотто-Мукс. Они образуют самостоятельную структурную зону северо-западного простирания, перекрывающуюся близ оз. Вотто-Мукс базальными конгломератами сегозерско-онежской серии. По описаниям Г. Т. Макеенко (1948ф) и В. М. Чернова (1960), здесь развиты метадиабазы, метамандельштейны, метапорфириты и автобрекчии. Мощность вулканогенных пород в данном районе не установлена. По аналогии с соседними площадями (лист Р-36-Х, район д. Карташи), где эти образования представлены более типично, мощность их 200—400 м; такую же мощность мы условно принимаем для района оз. Вотто-Мукс.

Метадиабазы по внешнему виду представляют собой темно-зеленые, афанитовые породы. Под микроскопом в них наблюдается бластоофитовая структура. Они состоят из кварца, альбита № 5, хлорита, актинолита, эпидота, биотита, рудного минерала и лейкоксена. Актинолит местами образует крупные порфиroidы. Метадиабазы чередуются с метамандельштейнами, которые аналогичны им по составу, структуре и отличаются лишь наличием многочисленных округлых (2—3 мм в поперечнике) миндалин, выполненных эпидотом, альбитом, кварцем, кальцитом и хлоритом. Метамандельштейны в свою очередь сменяются метапорфиритами, в которых порфиroidные вкрапленники образованы альбитом № 5.

Автобрекчия описана В. М. Черновым (1960 г.) на северном берегу Муз-Озера и к западу от оз. Вотто-Мукс. Автобрекчия сложена угловатыми обломками метадиабазы размером от 3 до 30 см в поперечнике. Количество обломков достигает 80%, сцементированы они светло-серым кварцево-альбито-биотитовым сланцем.

Стратиграфическое положение описанного вулканогенного комплекса пород точно не установлено. В. А. Перевозчикова (1955ф) на геологической карте Карелии масштаба 1:1 000 000 рассматривала его в составе тунгудско-надвоицкой серии нижнего протерозоя, залегающей с угловым несогласием на образованиях гимольско-парандовской серии той же подгруппы. К. О. Кратц и В. М. Чернов (1960ф) относят эти породы к сумийскому отделу нижнего протерозоя, с угловым несогласием перекрывающих отложения лопского отдела. Прямых геологических данных, подтверждающих эти два принципиально одинаковых взгляда, в настоящее время не имеется. По мнению автора вулканогенные породы являются верхними горизонтами бергаульской свиты, которые в краевых зонах нижнепротерозойских прогибов ложатся несогласно на гнейсо-граниты основания, залегая согласно с нижележащими горизонтами бергаульской свиты в их центральных частях.

## СРЕДНЯЯ ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ПОДГРУППА

### Сегозерско-онежская серия

#### Янгозерская свита

Сегозерско-онежская серия в пределах площади листа представлена нижними горизонтами, сложенными конгломератами, аркозовыми кварцито-песчаниками, глинистыми сланцами, кварцитами и кварцевыми конгломератами янгозерской свиты. Все перечисленные породы образуют крупную пологую синклиналичную структуру типа наложенной мульды, залегающую на глубине эродированных комплексах архея и нижнего протерозоя. В нижней части разреза свиты развиты полимиктовые конгломераты, которые выше по разрезу перекрываются горизонтом аркозовых кварцито-песчаников и глинистых сланцев. Средние и верхние части свиты образованы кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами.

В. В. Яковлева (1961 г.), используя собственные наблюдения над разрезами толщи ятулийских кварцито-песчаников в районе оз. Энинги-Ламби, а также изучив материалы по янгозерской структуре Г. Т. Макеевко (1948ф) и З. Г. Ушаковой (1946ф) пришла к выводу о целесообразности расчленения толщи янгозерских кварцито-песчаников на три подсвиты. По ее делению, залегающие в нижней части разреза полимиктовые конгломераты (сариолийские по П. Эскола, 1928 г.) отвечают нижней подсвите, вышележащие аркозовые кварцито-песчаники и глинистые сланцы — средней подсвите и наиболее широко распространенные в янгозерской структуре кварциты и кварцевые конгломераты — верхней подсвите.

Ниже приводим описание выделенных подсвит по материалам З. Г. Ушаковой (1946ф), К. К. Хазановича (1947ф) и Г. Т. Макеевко (1948ф).

Нижняя подсвита ( $Pt_2jn_1$ ). Конгломераты, слагающие нижнюю подсвиту, имеют полимиктовый состав и залегают в виде плоских линз, мощностью от 0 до 60 м в основании янгозерской мульды, обнажаясь у оз. Вотто-Мукс и у Муз-Озера. Отдельные линзы полимиктовых конгломератов наблюдаются у оз. Арянукс и у д. Ключинна Гора, где они подстилает небольшие синклинали, сложенные кварцито-песчаниками янгозерской свиты. Породами, подстилающими конгломераты в районе оз. Вотто-Мукс, являются эродированные архейские мигматизированные граниты и эффузивные, частично интрузивные нижнепротерозойские метадиабазы и амфиболитизированные габродиабазы. В районе д. Ключинной Горы конгломераты залегают на архейских гнейсо-гранитах, нижнепротерозойских плагио-микроклиновых гранитах и на кварцево-серицит-хлоритовых сланцах того же возраста.

Галька, содержащаяся в конгломератах, представлена плагиоклазовыми гнейсо-гранитами, плагиомикроклиновыми гранитами, амфиболитами, метадиабазами, кварцитами, порфироидами и различными сланцами суккозерской, межозерской и бергаульской свит, развитыми в пределах эродированной гимольской структуры. Величина галек и валунов колеблется от нескольких сантиметров до 0,5 м в поперечнике. Окатанность валунов различная; встречаются как округлые, хорошо окатанные гальки, так и угловатые обломки. В распределении обломочного материала в конгломератах наблюдается закономерность, выражающаяся в том, что грубоокатанные угловатые крупные глыбы и валуны располагаются у основания разреза. По мере продвижения к кровле конгломератовой линзы они становятся более окатанными, мелкими и в распределении их проявляется четкая ориентировка согласно слонности вмещающих пород.

Цементом конгломерата является либо аркозовый, либо граувакковый материал, причем состав цемента, так же как и состав валунов, зависит от характера подстилающих пород. В том случае, если конгломераты залегают на гранитах, цемент имеет аркозовый состав, если же они перекрывают зеленокаменные образования — граувакковый.

Аркозовый цемент состоит из мелких (0,3—1,5 мм в поперечнике) обломков зерен кварца, плагиоклаза, микроклина и чешуек биотита, хлорита и серицита. Граувакковый цемент отличается тем, что в нем наряду с упомянутыми минералами в количестве до 30—40% присутствуют мельчайшие обломки зеленокаменных пород. Структура как в аркозовом, так и в граувакковом цементе бластопаппистовая. Конгломераты вверх по разрезу сменяются аркозовыми кварцито-песчаниками и глинистыми (кварцево-серицитовыми) сланцами средней подсвиты.

Средняя подсвита ( $Pt_2jn_2$ ). Средняя подсвита, сложенная аркозовыми кварцито-песчаниками и глинистыми сланцами кварцито-серицитового состава, залегают трансгрессивно на полимиктовых конгломератах и на выветрелых архейских и нижнепротерозойских гранитах. Она прослеживается повсеместно в нижних горизонтах янгозерской структуры, имея мощность по Г. Т. Макеевко (1948ф) около 35—70 м.

Разрез средней подсвиты описан Г. Т. Макеевко (1948ф) в районе оз. Пизанец (сверху вниз):

Мелкогалечный кварцевый конгломерат, содержание гальки 70%	5 м
Аркозовый кварцито-песчаник зеленовато-серый, грубозернистый	5 ..
Мелкогалечный кварцевый конгломерат, содержание гальки 50%	5 ..
Аркозовый кварцито-песчаник зеленовато-серый с единичными гальками кварца	6 ..
Аркозовый кварцито-песчаник зеленовато-серый, с многочисленными тонкими (30 см) прослоями глинистого (кварцево-серицитового сланца)	4 ..

Конгломерат с хорошо окатанной галькой кварца и плагиоклазо-микроклинового пегматита	2 м
Аркозовый кварцито-песчаник с частыми прослоями глинистого (кварцево-серицитового) сланца мощностью 10 см	1,5 "
Конгломерат с галькой кварца и плагиоклазо-микроклинового пегматита	1 "
Базальный сланец зеленовато-серый	5 "
Мощность 35 м	

Подошвой разреза служит кора выветривания, развивающаяся на гранитах. Под микроскопом эта порода обнаруживает состав сильно разрушенного гранита, хотя еще и сохраняет гранитную структуру. Она состоит из зерен серицитизированного плагиоклаза, микроклина и кварца, сцементированных серицитовой массой, составляющей около 50% породы. Кора выветривания постепенно переходит в базальный сланец, который представляет собою слоистую серовато-зеленую осланцованную породу, состоящую из кварца (20%), микроклина (20%) и серицита (60%). Структура сланца лепидобластическая за счет развития чешуек серицита. Базальный сланец подстилает толщу аркозовых кварцито-песчаников, чередующихся с пластами мелкогалечных конгломератов, содержащих хорошо окатанные мелкие (1—3 см) гальки кварца и розового пегматита с прослоями глинистых сланцев кварцево-серицитового состава.

Аркозовые кварцито-песчаники обладают бластопсаммитовой структурой. Они состоят из зерен кварца (30%), микроклина (30%) и серицитизированного плагиоклаза (40%). Глинистые сланцы — это светло-серые тонкосланцеватые породы, которым свойственна лепидобластовая структура за счет обогащения сланцев серицитом до 60—70%. Остальные 30% составляет кварц.

Аркозовые кварцито-песчаники и глинистые сланцы вверх по разрезу сменяются серыми и белыми кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами третьей подсвиты.

### Янгозерская свита (нерасчлененная) (Pt<sub>2</sub>jn)

Породы верхней подсвиты, представленные кварцитами, кварцито-песчаниками и мономинеральными кварцевыми конгломератами, слагают центральную часть Янгозерской мульды. В связи с проявлением более мелкой складчатости на дневную поверхность в центральной части мульды выходят не только кварциты и кварцевые конгломераты верхней подсвиты, но также и горизонт нижележащих аркозовых кварцито-песчаников и глинистых сланцев средней подсвиты, обнажающихся в антиклинальных перегибах второго порядка. Этот горизонт исследователями самостоятельно почти не выделялся, поэтому

на геологической карте листа в большей части Янгозерской мульды мы показываем нерасчлененную янгозерскую свиту.

Описание разреза верхней подсвиты, наблюдающегося близ оз. Пизанец, производится по данным Г. Т. Макеенко (1948ф) (сверху вниз):

Кварциты розовато-серые с прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов с косою слоистостью	30 м
Кварцито-песчаник грубозернистый, чередующийся с кварцитами и кварцевыми конгломератами	190 "
Кварцито-песчаник грубозернистый с редкими гальками и обломками кварца и пегматита до 1,5 см в поперечнике	50 "
Кварцит серый с тонкими (до 10 см) грубозернистыми прослоями и линзами кварцевых конгломератов	150 "
Кварцит белый, равномернозернистый	10 "
Мощность 430 м	

В нижней части разреза доминирующим развитием пользуются сливные кварциты серого и белого цвета, содержащие прослойки галечных кварцевых конгломератов.

Под микроскопом кварциты обнаруживают мозаичную и тонкогранобластовую структуру. Сложны они мельчайшими (0,1—0,3 мм) зернами кварца (90%), серицита, мусковита и биотита (суммарно 10%). В средней и верхней частях разреза сливные кварциты сменяются грубозернистыми розовато-серыми, часто косослоистыми кварцито-песчаниками, которым свойственна бластопсаммитовая структура. Главными породообразующими минералами являются кварц (40%), микроклин (30%), плагиоклаз (10%), второстепенные: серицит (10%), биотит (5%), рудный минерал — магнетит (3%), эпидот (2%). Иногда количество магнетита в отдельных участках достигает 10%, однако практически интересных концентраций он не образует. Из аксессуарных минералов наблюдаются сфен, рутил, циркон.

Степень метаморфизма среднепротерозойских образований незначительна, так как среди конгломератов и кварцито-песчаников хорошо сохраняются слоистая текстура и катакластическая структура, свидетельствующие об осадочном генезисе этих пород.

В заключение описания среднепротерозойских кварцито-песчаников и конгломератов кратко остановимся на истории формирования этих пород.

В начальный период среднепротерозойского времени происходило накопление грубообломочных континентальных фаций полимиктовых конгломератов, образовавшихся в результате размыва и пенеппенизации гимольского поднятия, возникшего в результате нижнепротерозойской складчатости. В зонах, сопряженных с поднятием, развивался прогиб Янгозерской мульды, которая достигла максимума к моменту полной пене-

пленизации гимольского поднятия, сопровождавшейся интенсивным химическим выветриванием пород в условиях жаркого климата. В связи с трансгрессией континентальные фации полимиктовых конгломератов нижней подсвиты были перекрыты прибрежными осадками средней подсвиты, представленными базальными сланцами (переотложенными продуктами коры выветривания гранитов) и аркозовыми кварцито-песчаниками с прослоями глинистых сланцев и мелкогалечных кварцевых конгломератов. В свою очередь, по мере развития трансгрессии, мелкогалечные конгломераты и глинистые сланцы сменились сливными кварцитами верхней подсвиты, образование которых происходило в спокойной обстановке, о чем свидетельствует тонкая слоистость этих пород. Затем началось обмеление бассейна вследствие заполнения его отложениями речных дельт, представленными грубозернистыми и косослоистыми кварцито-песчаниками верхней части разреза.

Х. Вяорюнен (1954) отрицает водный генезис толщ кварцито-песчаников, считая их эоловыми отложениями пустынь. Однако наличие среди них прослоев мелкогалечных конгломератов и косой слоистости типа речных дельт, позволяет нам высказать мнение об их водном происхождении.

Косослоистыми кварцито-песчаниками заканчивается разрез докембрийских осадочных образований в пределах площади листа. Выше следует покров рыхлых отложений четвертичного периода.

### КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

#### ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Почти вся поверхность листа покрыта плащом отложений четвертичного возраста верхнего и современного отделов, стратиграфическая схема которых, по данным исследований Г. С. Бискэ, представляется в следующем виде:

Период (система)	Эпоха (отдел)	Век (ярус)	Генезис отложений	Литологический состав
Четвертичный	Современный (голоцен) Q <sub>4</sub>	После-ледниковый	Торфяно-болотные Аллювиальные  Озерные	Различного вида торфа Разнозернистые пески и глины Пески, глины, суглинки
		Верхний (неоплейстоцен) Q <sub>3</sub>	Поздне-ледниковый	Озерно-ледниковые Флювиогляциальные
		Ледниковый	Ледниковые	Валунные супеси и пески

Ледниковые отложения представлены мореной, покрывающей примерно половину всей площади листа. Почти сплошной плащ морены наблюдается на участках, сложенных архейскими породами и характеризующихся менее расчлененным рельефом по сравнению с зонами развития протерозоя. Мощность мореного покрова меняется в зависимости от характера коренного ложа: на возвышенных участках и на склонах морена местами совсем отсутствует или залегает слоем толщиной от 5—20 см до 1—3 м. В тех местах, где подстилающая поверхность ровная или имеет понижения, мощность ее увеличивается до 10 м. На рассматриваемой территории можно выделить две разновидности морены. Наиболее распространенной является супесчаная с большим количеством валунов, главным образом, местных пород: биотитовых сланцев, плагиогранитов, амфиболитов, гнейсо-гранитов, мигматитов, кварцитов и метадиабазов. Другая разновидность морены — песчаная — также содержит плохо окатанные валуны местных пород. Идентичность петрографического состава валунов с составом подстилающих коренных пород свидетельствует о локальном характере морены. Образование ледниковых отложений на территории листа шло в основном за счет местных кристаллических пород и сопровождалось незначительным переносом.

Флювиогляциальные отложения, образовавшиеся в результате деятельности талых ледниковых вод, развиты преимущественно в понижениях рельефа коренных пород. Они широко распространены к востоку от оз. Сукк-Озера, вдоль северо-восточного берега Гимольского озера, в окрестностях озер Муз-Озеро, Чазма-Ярви, Вотт-Озера, Бол.-Озера, Кудомгубского, Ваех-Ярви, Мярят, Порос-Озера и Тумас-Озера. Флювиогляциальные отложения, слагающие озовые гряды в районе озер Гимольского, Вотт-Озера и др., представлены косослоистыми песками различной крупности зерна с галькой и валунами, переслаивающимися с линзообразными прослоями гравия и галечника. Некоторые озы, например у оз. Мярят, нацело сложены галечником и валунами.

Осадки, слагающие камовые холмы, представлены средне- и мелкозернистыми песками, почти не содержащими галечного и валунного материала. Мощность флювиогляциальных отложений обусловлена высотой тех форм, которые они слагают. Так, в местах развития хорошо выраженных в рельефе озоев и камов мощность осадков достигает 25—30 м. Флювиогляциальные отложения залегают, как правило, на морене и местами перекрываются озерными осадками послеледникового возраста. Следовательно, по времени образования они могут быть отнесены к позднеледниковью.

Озерно-ледниковые отложения, представленные мелкозернистыми песками, супесями и ленточными глинами, были встречены в окрестностях Гимольского озера (Бискэ, 1959), котловина которого в позднеледниковое время была заполнена приледниковыми водами, имевшими сток через оз. Кудомгубское, Порос-Озеро, Чуд-Озеро и р. Суну в Онежское приледниковое озеро. К озерно-ледниковым осадкам могут быть отнесены мелко- и тонкозернистые пески и супеси с косой, волнистой и перекрещивающейся слоистостью, развитые на восточном склоне Янгозерской котловины.

#### Современный отдел (Q<sub>4</sub>)

Озерные отложения послеледникового времени обладают значительно меньшим распространением, чем озерно-ледниковые. Они слагают поверхностные части хорошо выраженных в рельефе озерно-ледниковых равнин в окрестностях озер Гимольского, Сукк-Озера, Кудомгубского, Чуд-Озера, Бол.-Озера, Янг-Озера и пляжи этих озер. Озерные осадки представлены мелкозернистыми горизонтально слоистыми песками с гравием и галькой или без них, и более тонкими фракциями — суглинками и глинами. В местах примыкания озерных отложений к флювиогляциальным озерные осадки обогащены валунами.

Послеледниковый возраст озерных осадков установлен на основании результатов палеофлористических исследований песков, суглинков и торфяников в окрестностях озер Кудомгубского, Гимольского, Чазма-Ярви, Чуд-Озера и др. (Бискэ, Горюнова, Лак, 1959 г.).

Аллювиальные отложения имеют ограниченное распространение. Они наблюдаются в руслах рек и местами слагают пойменные террасы (реки Бола, Суна и др.). Слабое развитие аллювия объясняется молодостью рек, еще не выработавших своих долин. Состав аллювиальных отложений определяется скоростью течения реки и зависит от состава пород, разрезаемых рекой. Мощность аллювия незначительна: от нескольких сантиметров до 1—1,5 м.

Торфяно-болотные отложения, широко развитые на территории листа, образовались в результате зарастания озерных водоемов и заболачивания водоразделов. Образование торфяников в Центральной Карелии началось в начале суббореального времени (Горюнова, 1960 г.). Мощность торфяно-болотных отложений различна: от 0,5 и до 2 м, а иногда и более.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ПОРОДЫ

Самыми древними интрузивными образованиями, развитыми на описываемой территории, являются архейские гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты. Более молодое

возрастное положение занимают ранние нижнепротерозойские метагаббро, метагаббро-нориты, амфиболизированные габбро-диабазы, габбро-амфиболиты, пироксениты и серпентиниты, сопровождающие комплексы пород суккозерской и межозерской свит. Все эти породы интрузируются синорогенными нижнепротерозойскими гранитами. Самыми молодыми интрузиями являются силлы ранних среднепротерозойских метадиабазов и метагаббро-диабазов, внедрившиеся в кварцито-песчаниковые отложения янгозерской свиты.

#### РАННИЕ АРХЕЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

#### ГНЕЙСО-ГРАНИТЫ, ГНЕЙСО-ГРАНОДИОРИТЫ И ГНЕЙСО-ДИОРИТЫ (γ<sub>1</sub>A)

К ранним архейским интрузивным породам относятся гнейсо-граниты, гнейсо-гранодиориты и гнейсо-диориты, образующие куполовидные структуры типа антиклинал-батолитов в западной и центральной частях территории листа, занимающие около 65% всей его площади. Отнесение рассматриваемых гранитоидов к раннему интрузивному циклу является условным, так как фактический материал, подтверждающий наличие в архее двух самостоятельных интрузивных циклов в данном районе отсутствует. По мнению Н. Г. Судовикова (1933) и других геологов, в том числе автора, эти породы не являются типичными магматическими образованиями, и их скорее всего следует рассматривать как продукт единого архейского цикла гранитизации. В связи с тем, что рассматриваемые структуры изучены слабо, о строении их имеются весьма скудные данные. По К. К. Хазановичу (1947ф), Г. Т. Макеенко (1948ф) и Т. А. Лутковской (1952ф) они сложены гнейсо-гранитами олигоклазового состава, гнейсо-гранодиоритами гнейсо-диоритами, среди которых выделяются гнейсовидные, массивные, а также четко полосчатые разновидности типа гранито-гнейсов и мигматитов. Так как эти породы имеют между собою постепенные переходы, то на геологических картах они в отдельности исследователями почти не выделялись. Таким образом, поля развития архейских гранитоидов, показанные на геологической карте, по существу представляют собой комплекс неполностью расчлененных гранитов, гранито-гнейсов и мигматитов.

В пространственном распределении гранитоидов, намечается некоторая закономерность, выражающаяся в приуроченности гнейсо-диоритов и гнейсо-гранодиоритов к краевым частям куполов, в то время как центральные их части сложены преимущественно гранитами. Графики положительного магнитного поля, развитого над куполами архейских гранитоидов, имеют равномерный полого волнистый характер. Значение вертикальной составляющей меняется незначительно в пределах от 100 до 400 гамм.

Ниже приводится геолого-петрографическое описание пород по материалам Г. Т. Макеенко (1948ф), К. К. Хазанович (1947ф), Т. А. Лутковской (1952ф), А. Н. Иванова (1955ф), В. М. Чернова (1960 г.) и по наблюдениям автора, произведенным в контрольных маршрутах в 1960 г.

Гнейсо-граниты макроскопически представляют собой серые с желтоватым и розоватым оттенками мелкозернистые и среднезернистые породы, обладающие гнейсовидной, реже массивной текстурой. Главными породообразующими минералами гнейсо-гранитов являются плагиоклаз (олигоклаз № 28) (60—70%), кварц (25—30%), коричневый биотит (5%) и микроклин (0—5%). Из вторичных минералов наблюдаются хлорит, развивающийся по биотиту, серицит, цоизит и эпидот, замещающие плагиоклаз. В единичных зернах встречается обыкновенная зеленая роговая обманка с  $cNg = 12^\circ$  и плеохроизмом (по  $Ng$  — изумрудно-зеленый, по  $Np$  — травяно-желтый). Микроклин обычно свежий, образует или овальные, или неправильной формы зерна с извилистыми контурами. Акцессорные минералы представлены сфеном, ортитом и апатитом. Структура гнейсо-гранитов гранобластовая и бластогранитная, величина зерен, слагающих породу, 0,5—3 мм. В зонах катакластической, а при дальнейшей грануляции породы образуются очковые структуры бластомилонитов. Катаклаз проявляется в раздроблении зерен плагиоклаза и кварца, в изгибе двойниковых швов плагиоклаза и в расщеплении чешуек биотита. В участках интенсивной грануляции образуется мелкозернистый агрегат кварца, плагиоклаза, эпидота и биотита, среди которого выделяются овальные порфирокласты плагиоклаза размером  $1 \times 2,5$  мм.

Гнейсо-гранодиориты образуют линзообразные тела, локализующиеся в краевой части гнейсо-гранитного купола в районе озер Ройк-Наволоцкого и Илинен-Лиус-Ярви. Гнейсо-гранодиориты связаны постепенными переходами с гнейсо-гранитами. По внешнему виду это темно-серые и зеленовато-серые среднезернистые и крупнозернистые породы, с четкой бластопорфировидной структурой.

Бластопорфировидные вкрапленники длиной от 3 мм до 2 см представлены табличками зеленоватого плагиоклаза (олигоклаза № 24), переполненными включениями мелких зерен цоизита и эпидота. Основная масса породы образована агрегатом зерен плагиоклаза и кварца, среди которого наблюдаются скопления чешуек коричневого биотита часто в ассоциации с обыкновенной зеленой роговой обманкой. В отдельных участках наблюдается линейное расположение табличек плагиоклаза, обуславливающее линейную текстуру породы. Из акцессорных минералов встречаются сфен, ортит и апатит.

Гнейсо-диориты отличаются от гнейсо-гранодиоритов большей основностью плагиоклаза (№ 32 — 60%) и повышенным

содержанием обыкновенной зеленой роговой обманки и биотита, суммарно составляющим 40%.

Все описанные гранитоиды пространственно тесно связаны с четко полосчатыми гранито-гнейсами, биотитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами керетской толщи (?), образуя с ними постепенные переходы. Гнейсо-граниты ассоциируют с биотитовыми гнейсами, а гнейсо-диориты с амфиболо-биотитовыми гнейсами и амфиболитами и, очевидно, являются породами контаминированного состава.

В рассматриваемом комплексе пород в различной степени развиты явления мигматизации, связанные с воздействием более молодых плагиомикроклинитовых нижнепротерозойских гранитов. Слабая степень мигматизации устанавливается по наличию в межзерновых пространствах массивных гнейсо-гранитов единичных зерен свежего мезостатического микроклина. В милонитизированных и катаклазированных зонах образуются послойные мигматиты типа *lit-par-lit*. Подобные мигматиты были описаны Т. А. Лутковской (1952ф) в западной части близ оз. Мятат и Г. Т. Макеенко у оз. Сукк-Озера (1948ф). По внешнему виду это четко полосчатые породы. Полосы субстрата мощностью от 5 до 10 см состоят из кристаллов зеленоватого плагиоклаза, кварца и биотита. Среди среднезернистой массы субстрата наблюдаются порфировидные вкрапленники плагиоклаза величиною до 2 см, причем все они ориентированы длинной осью параллельно полосчатости мигматита. Полосы инъекции шириною от 10 см до 1 м имеют лейкократовый облик и состоят из оваловидных зерен свежего решетчатого микроклина, табличек плагиоклаза и ксеноморфного кварца. Помимо послойных мигматитов часто наблюдаются артериты — сложные ветвящиеся и пересекающиеся жилы.

При микроскопическом исследовании устанавливается, что под влиянием калиево-кварцевого метасоматоза вокруг зерен плагиоклаза образуются каемки альбита и мирмекиты. Биотит гнейсо-гранитов замещается мусковитом и в нем часто возникает кварцевый симплектит. Возраст описанных гранитоидов определяется нами как архейский на основании тесной взаимосвязи их с биотитовыми и биотито-амфиболовыми гнейсами керетской толщи. Верхний возрастной предел этих пород устанавливается по нахождению галек гнейсо-гранитов и гнейсо-гранодиоритов в базальных конгломератах гимольско-параидовской серии нижней протерозойской подгруппы (Иванов, 1954ф). Абсолютный возраст гальки плагио-пегматита, взятой из конгломератов района Сукк-Озера, определенный по мусковиту калиево-аргоновым методом, равен 2540 млн. лет (Герлинг, Полканов, 1958). В сопредельных районах Финляндии Х. Вьюрюнен (1959) относит аналогичные гранитоиды к архею, считая их канта-гранитами (подошвой) ботнийских сланцев.



## РАННИЕ НИЖНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

### МЕТАГАББРО, МЕТАГАББРО-НОРИТЫ, АМФИБОЛИЗИРОВАННЫЕ ГАББРО-ДИАБАЗЫ И ГАББРО-АМФИБОЛИТЫ ( $vSPt_1$ )

Рассматриваемые породы образуют многочисленные дайки, секущие архейские гранитонды и базальные горизонты гимольско-парандовской серии. Помимо этого, наблюдаются пластовые тела основных пород, залегающие среди сланцев суккозерской и межозерской свит.

Дайки приурочены к прямолинейным зонам разломов, развивающимся в гнейсо-гранитных куполах в меридиональном и северо-западном направлениях, а также к зонам контакта сланцев гимольско-парандовской серии с архейскими образованиями. Цепь даек длиной около 40 км, частично установленных на основании данных аэромагнитной съемки, прослеживается в меридиональном направлении от оз. Чуд-Озера на юге, до оз. Муз-Озера на севере.

В районе озера Муз-Озера развиты сближенные перистые трещины, вследствие чего ряд даек смыкается, образуя некоторое подобие небольшого массива, ориентированного в северо-западном направлении.

Вторая цепь даек, протяженностью около 20 км, располагается в северо-восточной части площади листа, в районе озер Калмунги и Суксинги. Многочисленные дайки длиной 1,5—3 км встречаются в гнейсо-гранитных куполах близ озер Мегри-Ярви, Сукк-Озера и в северной части площади листа.

Рассматриваемые основные породы дают четко выраженные аномалии положительного магнитного поля. Графики, наблюдающиеся над телами амфиболитов габбро-диабазов, габбро-амфиболитов и метагаббро имеют форму пиков, по которым можно хорошо проследить эти породы под наносами. Значение вертикальной составляющей  $Z_a$  магнитного поля в таких случаях колеблется от 400 до 2000 гамм. Магнитные аномалии, появляющиеся над дайками и массивами габбро-амфиболитов, метагаббро-норитов обусловлены наличием в них повышенных содержаний титаномагнетита и магнетита, достигающих 30%.

Ниже приводим краткое геолого-петрографическое описание пород, слагающих массив и дайки, по данным А. В. Клоковой (1947 г.), Г. Т. Макеенко (1948ф), Т. А. Лутковской (1952ф) и личным наблюдениям составителя геологической карты в контрольных маршрутах 1960 г.

Метагаббро, метагаббро-нориты и габбро-амфиболиты образуют массив основных пород, располагающийся близ оз. Муз-Озера. Метагаббро и метагаббро-нориты слагают центральные части массива, а габбро-амфиболиты развиты в зоне эндоконтакта, на границе с вмещающими их архейскими гнейсо-границами.

Между всеми разновидностями пород наблюдаются постепенные взаимопереходы, что дает основание рассматривать их как образования, возникшие в процессе дифференциации расплава на месте в магматической камере.

По внешнему виду метагаббро представляет собой темно-серые и темно-зеленые массивные среднезернистые и крупнозернистые породы. Для крупнозернистых разновидностей характерна розоватая окраска, обусловленная наличием в породе розоватых табличек плагиоклаза. Среднезернистые и крупнозернистые разновидности постепенно переходят друг в друга. Структура породы габбровая, реже офитовая, величина зерен  $0,3 \times 0,5$  мм. Метагаббро состоит из лабрадора № 52 (50%), моноклинного пироксена — авгита ( $cNg=35^\circ$ , плеохронизм от бесцветного до буровато-фиолетовых оттенков) — 40%, титаномагнетита и лейкоксена (5%) и вкрапленников сульфидов (5%), представленных пиритом в виде неправильной формы зерен размером 0,3—5 мм. Титаномагнетит в отдельных участках образует шлировые скопления и содержание его достигает 15—30%. Акцессорный минерал представлен апатитом.

Характерной особенностью описываемых пород является наличие симплектитов и развитие келифитовых каемок вокруг зерен пироксена и рудного минерала. Келифитовые каемки состоят из агрегата мелких зерен обыкновенной голубовато-зеленой роговой обманки с  $cNg=15^\circ$ . Очень часты псевдоморфозы ее по пироксену. В участках развития келифитовых каемок наблюдается венчиковая структура, напоминающая друзитовые структуры основных пород Беломорья.

Метагаббро-нориты не образуют самостоятельно обособленных геологических тел, а залегают в виде крупных шлиров среди метагаббро, с которыми связаны постепенными переходами. От последних они отличаются наличием наряду с моноклинным ромбического пироксена (гиперстена) в количестве до 20%. Гиперстен имеет положительное удлинение, прямое угасание и плеохроирует в розовато-бурых тонах. Структура метагаббро-норитов офитовая, характеризуется четко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза и ксеноморфным развитием зерен пироксена.

Габбро-амфиболиты приурочены к зоне эндоконтакта массива метагаббро и метагаббро-норитов. Для габбро-амфиболитов характерна немагранобластовая структура, обусловленная развитием обыкновенной зеленой роговой обманки и роговой обманки актинолитового типа, образующей крупные порфиобласты и оваловидные скопления. Основными породообразующими минералами габбро-амфиболитов являются актинолит и обыкновенная зеленая роговая обманка, плагиоклаз же присутствует в подчиненных количествах, причем отдельные его реликты нацело сосюртитизированы. Местами наблюдается коричневатый биотит, замещающийся зеленым хлоритом.

По мнению Г. Т. Макеенко (1948ф), интенсивная амфиболизация метагаббро, наблюдаемая в краевой части массива, связана не с активными воздействиями молодых интрузий, а с внутренними изменениями в самом массиве, происходящими в процессе его становления.

Как видно из описания фактического материала, основные породы, за исключением эндоконтактной зоны габбро-амфиболитов, метаморфизованы слабо и обладают хорошо сохранившимися первичными магматическими структурами. Незначительные изменения, проявляющиеся в образовании псевдоморфоз амфибола по пироксену являются следствием процессов аутометасоматоза.

Анализируя изложенный фактический материал мы присоединяемся к представлениям Г. Т. Макеенко (1948ф) и К. К. Хазановича (1947ф) об интрузивном характере описанных основных пород, считая их слабо дифференцированными малыми интрузиями трещинного типа раннего нижнепротерозойского времени. В последнее время К. О. Кратц и В. М. Чернов (1960ф) высказывают иное представление о генезисе метагаббро и метагаббро-норитов, рассматривая их в составе нерасчлененного вулканогенного комплекса сумского отдела в качестве глубинных аналогов эффузивов района оз. Вотто-Мукс. Однако прямых геологических данных, освещающих взаимоотношения метагаббро-норитов с эффузивными метадиабазами оз. Вотто-Мукс, ни у этих авторов, ни у других исследователей не имеется. Поэтому вопрос о правильности отнесения метагаббро и метагаббро-норитов Музозерского массива к вулканогенному комплексу сумского отдела пока остается открытым.

Амфиболизированные габбро-диабазы, как упоминалось выше, образуют небольшие многочисленные дайки, секущие гнейсо-граниты и пластовые тела, залегающие в сланцах гимольско-парандовской серии. Макроскопически амфиболизированные габбро-диабазы представляют собой серые и темно-серые массивные среднезернистые и мелкозернистые породы, обладающие офитовой структурой. Лейсты плагиоклаза (лабрадора № 54) 60%, имеют идиоморфное развитие и между ними располагаются ксеноморфные зерна пироксена (авгита) 30%, окруженные келифитовой каемкой бурого амфибола. Местами амфибол образует псевдоморфозы по пироксену. Рудный минерал — титаномагнетит — присутствует в породе в количестве до 30%. Вокруг рудного минерала образуется каемка голубовато-зеленой обыкновенной роговой обманки, и в таких участках структура становится венчиковой. Постоянной составной частью породы является микропегматит, занимающий промежуток между главными минералами. В единичных зернах встречается оливин, замещающийся тальком и рудным минералом. Аксессуарные минералы представлены апатитом и сфеном. По данным Т. А. Лутковской (1952ф) и К. К. Хазанович (1947ф),

амфиболизированные габбро-диабазы рвутся нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами. В непосредственном контакте с молодыми гранитами в них образуются гибридные породы кварцево-эпидото-альбитового и кварцево-цонзитового состава, а также эпидозиты. В то же время, по мнению К. О. Кратца и В. М. Чернова (1960), амфиболизированные габбро-диабазы сами секут гранитные пегматиты, залегающие в сланцах суккозерской свиты. Однако это положение достоверным фактическим материалом не подкрепляется, поэтому в настоящее время оно является дискуссионным.

В зонах нарушений и местах соприкосновения с архейскими гнейсо-гранитами амфиболизированные габбро-диабазы рассланцованы (тектонизированы) и превращены в сланцы альбито-актинолитового состава и габбро-амфиболиты, в которых наблюдаются реликты офитовых структур. От альбито-актинолитовых сланцев с нематогранобластовой структурой прослеживается постепенный переход через амфиболизированные габбро-диабазы с бластоофитовой структурой (пироксен полностью замещен сноповидными агрегатами бледно-зеленого актинолита) к габбро-диабазам с первичными магматическими офитовыми структурами. Наибольшему изменению подверглись пластовые тела габбро-диабазов, залегающие среди сланцев гимольско-парандовской серии, которые участвовали в нижнепротерозойской складчатости вместе с вмещающими их сланцами. Под влиянием процессов регионального метаморфизма эти породы превратились в сланцы альбито-цонзито-эпидотового и альбито-актинолитового состава с реликтами офитовых структур.

По характеру залегания среди описанных амфиболизированных габбро-диабазов можно выделить два типа интрузий: секущие и пластовые. К секущим интрузиям мы относим дайки, приуроченные главным образом к зонам разломов в гнейсо-гранитных куполах архея. К пластовым — тела амфиболизированных габбро-диабазов, залегающих среди базальных горизонтов гимольско-парандовской серии.

Возраст описанных основных пород устанавливается нами как ранний нижнепротерозойский, так как с одной стороны они залегают в базальных горизонтах гимольско-парандовской серии (суккозерская и межозерская свиты), с другой — рвутся нижнепротерозойскими плагиомикроклиновыми гранитами, гальки которых находят в базальных конгломератах среднего протерозоя (Макеенко, 1947ф; В. М. Чернов, 1960 г. и др.).

#### ПИРОКСЕНИТЫ И СЕРПЕНТИНИТЫ ( $N\Sigma Pt_1$ )

Пироксениты залегают в метагаббро и метагаббро-норитах, образуя среди них неправильные тела типа шлировых скоплений. Подобные шлиры, связанные с вмещающими метагаббро постепенными переходами были отмечены Г. Т. Макеенко в се-

верной части территории листа у озер Чангас и Арянукс (1948ф). По описанию Г. Т. Макеенко, пироксениты представляют собой темно-серые массивные среднезернистые породы, состоящие из пироксена (диопсида) (70%),  $cNg=40^\circ$ , плеохролирующего в светло-зеленых тонах, плагиоклаза № 25 (25%), эпидота (3%) и рудного минерала (2%), рассеянного в породе в виде мелкой вкрапленности. Амфибол типа уралитовой роговой обманки развивается по пироксену, местами образуя по нему псевдоморфозы. Структура породы панидиоморфнозернистая.

Небольшой массив серпентинитов, приуроченный к меридиональной зоне нарушений, прослеживающейся в районе Бол.-Озера у истоков р. Юдозарка был описан А. А. Миндлиной (1948ф). Истинные размеры массива не установлены, предположительно он имеет длину 1,5 км при ширине 300—400 м. По внешнему виду серпентиниты это зеленовато-черная слабо рассланцованная порода. Они сложены серпентинитом и тремолитом, структура их реликтовая панидиоморфнозернистая. Серпентин и тремолит образуют гомоосевые псевдоморфозы, очевидно, по ромбическому пироксену. Серпентин желтовато-зеленый, тонковолокнистый. Величина псевдоморфоз  $2 \times 3$  мм. Тремолит в виде лучистых мелких игл ассоциирует с серпентинитом. В небольших количествах присутствует тальк.

По возрасту описываемые породы мы относим к ранним нижнепротерозойским, так как они связаны постепенными переходами с нижнепротерозойскими метагаббро и метагаббро-норитами, являясь дифференциатами последних.

#### ГРАНИТЫ, ГРАНОДИОРИТЫ, ГНЕЙСО-ДИОРИТЫ И КВАРЦЕВЫЕ СИЕНИТЫ ( $\gamma_1Pt_1$ )

Ранние нижнепротерозойские гранитоиды образуют массивы различной формы и величины (1,5—30 км в длину), прослеживающиеся вдоль зон нижнепротерозойской складчатости и в гнейсо-гранитных архейских куполах, где сопровождаются широкими полями мигматитов. В нижнепротерозойских сланцах суккозерской и межозерской свит они образуют согласные и секущие диоритовые, пегматитовые и аплитовые тела, характеризующиеся резкими контактами с вмещающими породами. Явления мигматизации здесь проявляются значительно слабее, чем в архейском основании.

Наиболее ранними гранитоидами в нижнепротерозойском интрузивном цикле являются породы среднего состава — диориты и гнейсо-диориты, — впервые выделенные А. Н. Ивановым (1955ф) в районе Сукк-Озера и оз. Кади среди базальных горизонтов гимольско-парандовской серии. Эти породы образуют небольшие ( $5 \times 250$  м,  $60 \times 500$  м) не отражающиеся в масштабе карты пластовые и секущие тела, залегающие в ядрах синклиналей, сложенных сланцами межозерской свиты.

Гнейсо-диориты — это серые и темно-серые среднезернистые гнейсовидные породы, состоящие из олигоклаза № 14 (50%), кварца (30%), микроклина (5%), обыкновенной зеленой роговой обманки (10%) и единичных зерен диопсида. В качестве второстепенных минералов наблюдаются биотит, эпидот, кальцит и рудные минералы магнетит и пирит. Акцессорные минералы представлены апатитом, турмалином и ортитом. Структура гнейсо-диоритов гранобластовая, гетерогранобластовая и в участках катаклаза бластокатакlastическая. По существу эти породы представляют собою промежуточные различия между габбро и гранитами.

Нижняя возрастная граница гнейсо-диоритов определяется А. Н. Ивановым (1955 г.) по наличию в них ксенолитов вмещающих магнетитовых кварцитов и амфиболо-магнетитовых сланцев. Верхняя граница устанавливается на основании факта пересечения гнейсо-диоритов пегматитовыми и аплитовыми жилами нижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитов. Эти данные послужили А. Н. Иванову (1955 г.) основанием для отнесения гнейсо-диоритов к ранней фазе нижнепротерозойского гранитоидного цикла.

Более поздними производными деятельности магматического очага являются гранитоиды кислого состава, в пределах описываемой площади представленные плагиомикроклиновыми, микроклиновыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми сиенитами. Геолого-петрографическое описание этих пород приводится по данным К. К. Хазанович (1947ф), Г. Т. Макеенко (1948ф), Т. А. Лутковской (1955 г.) и В. М. Чернова (1960 г.).

Как указывают эти исследователи, плагиомикроклиновые граниты слагают центральные части массивов, а гранодиориты приурочены к их краевым частям и образуют постепенные переходы через зону мигматитов с вмещающими биотито-амфиболовыми, биотитовыми гнейсами керетьской (?) толщи и гнейсо-гранитами.

По внешнему виду плагиомикроклиновые граниты представляют собой розовые и розовато-серые неравнозернистые массивные породы, обладающие гетерогранобластовой, бластопорфировидной и в участках развития идиоморфных кристаллов микроклина и плагиоклаза гипидиоморфнозернистой структурой. Величина зерен, слагающих породу, 0,5—8 мм.

Граниты состоят из олигоклаза № 28 (45%), микроклина (35%), кварца (15%) и биотита (5%). В ассоциации с биотитом наблюдается хлорит, мусковит и эпидот. Плагиоклаз замещается серицитом в центральной части зерна, а по его краям образуется альбитовая каемка. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном, цирконом и рутилом.

В зонах интенсивного катаклаза структура становится порфирикlastической. Порфирикlastы плагиоклаза овальной формы окружены мелкозернистой массой, состоящей из микроклина, кварца, плагиоклаза, биотита и эпидота.

Гранодиориты, пространственно занимающие промежуточное положение между плагиомикроклиновыми гранитами и вмещающими биотито-амфиболовыми гнейсами и зелеными сланцами суккозерской свиты, являются породами контаминированного состава. От гранитов они отличаются повышенной основностью плагиоклаза (андезин № 30—32) и наличием незначительного количества обыкновенной зеленой роговой обманки, не превышающей 5%. Микроклин обычно образует крупные идиоморфные порфиробласты и в более мелких зернах включен в основную массу породы. Из аксессуарных минералов наблюдается сфен, ортит, апатит. Структура гранодиоритов гетерогранобластовая, местами бластопорфировидная и гипидиоморфнозернистая.

Микроклиновые граниты и кварцевые сиениты встречаются в виде тел неправильной формы среди плагиомикроклиновых гранитов и сланцев гимольско-парандовской серии. С плагиомикроклиновыми гранитами они связаны постепенными переходами, а с архейскими породами и со сланцами гимольско-парандовской серии имеют резкие контакты.

Для примера рассмотрим массив микроклиновых гранитов и кварцевых сиенитов, располагающийся в юго-западной части территории листа близ оз. Илинен-Лиус-ярви и описанный Т. А. Лутковской (1955ф). По данным этого исследователя, массив занимает площадь около 40 км<sup>2</sup>. Форма его неправильная, близкая к изометричной. Сложен он микроклиновыми гранитами и кварцевыми сиенитами, а в периферических частях плагиомикроклиновыми гранитами. Кварцевые сиениты — это розовые, массивные, крупнозернистые порфиробластовые породы, по внешнему облику напоминающие рапакиви. Порфиробласты образованы свежими идиоморфными кристаллами микроклина длиной до 2—3 см. Количество порфиробластов микроклина по отношению ко всему объему породы составляет 60%. Более мелкозернистая масса состоит из микроклина (25%), кварца (10%) и биотита (5%). Аксессуарные минералы представлены магнетитом, апатитом и сфеном. Структура породы бластогранитная. Микроклиновые граниты отличаются от кварцевых сиенитов наличием плагиоклаза (олигоклаза № 26) 20%, и кварца (15%); аксессуарные минералы те же. Макроскопически разница между микроклиновыми гранитами и кварцевыми сиенитами почти неуловима, так как они постепенно переходят друг в друга. Контакт с вмещающими породами обычно четкий, иногда в отдельных участках наблюдаются зоны послонных мигматитов.

Характерным для этих пород является наличие вторичного кварца в межзерновых пространствах и в зонах нарушений совместно с мусковитом и серицитом. Подобное явление может рассматриваться как процессы слабой грейзенизации, связанной с этими же гранитами.

Возраст плагиомикроклиновых, микроклиновых гранитов и кварцевых сиенитов устанавливается как нижнепротерозойский. Все эти гранитоиды, по многочисленным данным А. Ф. Иванова, рвут сланцы суккозерской и межозерской свиты и в свою очередь присутствуют в гальке базальных конгломератов среднего протерозоя в районе д. Ключина Гора (Макеенко, 1948ф).

С нижнепротерозойскими аляскитовыми гранитами связаны многочисленные пегматитовые и аплитовые жилы, развитые к востоку от оз. Сукк-Озера близ оз. Окуньего и к югу от него по направлению к оз. Кади, где они залегают среди амфиболомагнетитовых сланцев и магнетитовых кварцитов межозерской свиты (А. Н. Иванов, 1955 г.).

Форма жил неправильная, чаще всего пластообразная с извилистыми очертаниями, реже встречаются штоки пегматитов. Размеры пластовых жил колеблются от нескольких метров до 50 м в ширину при длине 300 м. Отдельные штоки достигают размеров 120×400 м.

Структура пегматитов неравномернозернистая, пегматоидная, аплитов — тонкозернистая аллотриоморфнозернистая. Главными пороодообразующими минералами пегматитов и аплитов являются микроклин, плагиоклаз и кварц. В зависимости от количественного преобладания того или иного минерала выделяются плагиомикроклиновые, микроклин-плагиоклазовые, кварцево-плагиоклазо-микроклиновые и плагиоклазовые пегматиты и аплиты. В отдельных участках наблюдаются альбититы, на 95% состоящие из лейст альбита, ориентированных параллельно зальбандам жил и обуславливающих линейную текстуру породы.

Постоянной составной частью пегматитов является турмалин, образующий мелкокристаллические агрегаты и крупные кристаллы до 8—10 см в длину. Гранат встречается в единичных зернах, а мусковит образует редкие деформированные щетки размером до 4 см<sup>2</sup>. В грейзенизированных разностях пегматитов А. Н. Ивановым (1955 г.) близ оз. Окуньего в разведочных скважинах был установлен молибденит, встречающийся в мелких чешуйках (1—2 мм) и мелкочешуйчатых агрегатах размером 1×2×0,5 см.

Описываемые пегматиты специально не изучались, поэтому в дальнейшем рекомендуется произвести ревизионно-исследовательские работы по выявлению практически интересных концентраций бора и фтора (связанных с турмалином), редкоземельных элементов, а также с точки зрения пригодности пегматитов для керамического сырья. С пегматитами и аплитами генетически связаны гидротермальные жилы кварцево-полевошпато-турмалинового, сульфидно-кварцевого, кварцево-эпидотового и кварцевого составов. Мощность жил не превышает 1,5—2 м при незначительной их протяженности. Вкрапленники сульфидов, наблюдаемые в жилах, представлены пиритом, пир-

ротинном, халькопиритом и арсенопиритом. Значительных концентраций рудных минералов в этих жилах не отмечено, а имеющиеся данные в совокупности с результатами шлихового опробования (наличие в шлихах единичных зерен шпелита и золота), проведенного Т. А. Лутковской (1952ф) в юго-западной части территории листа, позволяют судить лишь о характере минерализации, связанной с аляскиотовыми гранитами.

### РАННИЕ СРЕДНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ИНТРУЗИИ

#### НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ МЕТАДИАБАЗЫ, МЕТАГАББРО-ДИАБАЗЫ И ЭФФУЗИВЫ (BIVP<sub>2</sub>)

Метадиабазы и метагаббро-диабазы образуют пластовые тела, залегающие среди кварцитов и кварцито-песчаников янгозерской свиты. Породы этого типа прослеживаются в восточной части площади листа в Янгозерской мульде. Тела метадиабазов протяженностью от 2 до 44 км при мощности их в 100—200 м приурочены к центральным частям синклинальных складок. Часть из этих тел устанавливается предположительно, по данным аэромагнитной съемки Г. А. Поротовой (1960 г.). Метадиабазы и метагаббро-диабазы, насыщенные титаномагнетитом, дают четкие положительные магнитные аномалии при значении  $Z_a$  16 000 гамм и по ним хорошо отбиваются под покровом четвертичных отложений. По описанию З. Г. Ушаковой (1946ф) и Г. Т. Макеенко (1948ф), метагаббро-диабазы локализируются в центральных частях пластовых тел, а краевые их зоны сложены миндалевидными метадиабазами и метапорфиритами.

Метагаббро-диабазы представляют собою зеленовато-серые массивные крупнозернистые породы, среди которых наблюдаются лейкократовые пегматоидные обособления. Структура их офитовая, обусловленная беспорядочной ориентировкой лейст плагиоклаза длиной от 0,5 до 4 мм. Метагаббро-диабазы состоят из альбита № 8 (50%), актинолита (20%), эпидота (20%), кварца (5%) и титаномагнетита (5%). В амфиболе иногда наблюдаются реликты моноклинного пироксена. Из аксессуарных минералов встречаются сфен и апатит. По мере удаления от центральной части пластового тела к периферии метагаббро-диабазы постепенно сменяются миндалевидными метадиабазами и метапорфиритами.

Метапорфириты характеризуются наличием в основной массе с бластоофитовой структурой порфировидных вкрапленников плагиоклаза и амфибола. Основная масса состоит из альбита, актинолита, эпидота, хлорита, биотита, титаномагнетита и лейкоксена. В порфировидных вкрапленниках наблюдаются крупные (4 мм в длину) полисинтетически сдвойникованные кристаллы альбита № 6—8 и амфибола — уралита, разви-

вающегося в таблитчатых кристаллах с плеохронзмом от бесцветного по *Nr* до бледно-зеленого по *Ng*.

Миндалевидные метадиабазы по составу аналогичны метапорфиритам и отличаются от них лишь наличием округлых миндалины величиной 1—3 мм в поперечнике. Миндалины выполнены кальцитом, эпидотом, альбитом и хлоритом. Как правило, они приурочены к верхней части пласта. Последнее обстоятельство позволило З. Г. Ушаковой (1946ф) и Г. Т. Макеенко (1948ф) высказать мысль об их эффузивном происхождении. Однако П. М. Борковский (1946 г.), изучавший тела метадиабазов за пределами площади листа к востоку непосредственно на их продолжении в Янгозерской мульде, доказал их интрузивный характер, основываясь на наличии оторочки закалывания в верхней части пластовых тел и ороговиковании глинистых сланцев в контакте с метадиабазами.

Относя описанные тела метадиабазов к типу близповерхностных силлов, мы допускаем возможность наличия среди них эффузивных образований, которые на данной стадии изученности, в силу их постепенных переходов с интрузивными разновидностями, исследователями самостоятельно не выделялись. Принимая эту точку зрения, мы показываем на карте комплексы нерасчлененных интрузивных и эффузивных образований, как это делалось нами и ранее в сопредельных районах Карелии (листы Р-36-X, XI, XVI).

Степень метаморфизма рассматриваемых пород незначительна, так как повсеместно сохранились первичные магматические структуры. Изменение шло в основном по линии автометаморфизма и выражалось в альбитизации плагиоклаза, амфиболитизации пироксена и образований эпидота.

Возраст пластовых тел метадиабазов и метагаббро-диабазов считается как ранний среднепротерозойский на основании переменяемости их с кварцито-песчаниками янгозерской свиты.

### ТЕКТОНИКА

В структурном отношении площадь листа представляет собой область развития архейских гнейсо-гранитных куполов, разделенных узкими синклинальными зонами, образованными породами нижнепротерозойской подгруппы. Восточную часть площади занимает пологолежащая среднепротерозойская синклинальная структура, носящая название Янгозерской мульды. Таким образом, в строении площади листа четко выделяется три структурных яруса: нижний, образованный гнейсо-гранитными куполами архея, средний, сложенный нижнепротерозойскими породами и верхний, представленный полого-складчатыми образованиями среднепротерозойской подгруппы. Ниже приводим описание основных элементов строения выделенных структурных ярусов от древних к молодым.

## НИЖНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Нижний структурный ярус образуют архейские гнейсо-гранитные купола различного масштаба, занимающие почти 65% площади листа. Наиболее крупными куполами являются Гимольский, Суккозерский и Яконярвский. Из мелких куполов можно отметить Болозерскую и Музозерскую структуры.

Гимольский купол, представляющий собой крупную антиклинальную структуру, на территории листа располагается своей западной частью, имеющей размеры  $20 \times 36$  км. С северо-востока купол ограничивается впадиной Гимольского озера, а с востока и юго-востока озерами Мегри-Ярви и Иллинен-Лиус-Ярви. Центральная часть купола сложена гнейсо-гранитами, а в краевых частях наблюдаются реликтовые тела гнейсов. Внутренняя структура купола подчеркивается ориентировкой реликтовых тел биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов, а также направлением гнейсовидности самих гнейсо-гранитов. В юго-западной части купола простирание гнейсовидности северо-восточное с падением на юго-восток под углом  $70^\circ$ . В северо-восточной части, близ оз. Гимольского, гнейсовидность плавно меняет направление на северо-западное ( $320^\circ$ ) с падением на северо-восток под углом  $80^\circ$ .

Аконярвский купол, находящийся в районе оз. Чуд-Озера, имеет размеры  $24 \times 28$  км. Большая часть купола занята покровом четвертичных отложений и поэтому строение его центральной части не установлено. В западной части купола наблюдается меридиональное простирание гнейсовидности с падением на запад под углом  $70^\circ$ , в северной — широтное и в восточной — северо-западное  $350^\circ$ , с падением на северо-восток под углом  $70^\circ$ .

Суккозерский купол, очевидно, является частью очень крупной антиклинальной структуры, располагающейся к северу и западу за пределами площади листа. Простирание гнейсовидности в нем преимущественно северо-западное с крутым падением  $70-80^\circ$  то на северо-восток, то на юго-запад. Исключением является пологое ( $15^\circ$ ) залегание гнейсовидности, наблюдающееся в ксенолите гранито-гнейса близ оз. Ройк-Наволоцкого.

Музозерский и Болозерский купола находятся в центральной части территории листа и имеют размеры  $5 \times 8$  и  $7 \times 14$  км. Центральные части куполов сложены гнейсо-гранитами, а в краевых зонах иногда появляются единичные тела сильно гранитизированных гнейсов. Падение гнейсовидности в куполах крутое ( $70-80^\circ$ ), обычно в сторону депрессии, занятой сланцевыми комплексами гимольско-парандовской серии нижнего протерозоя.

## СРЕДНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Средний структурный ярус сложен породами гимольско-парандовской серии нижней протерозойской подгруппы. Они образуют узкую синклиналичную зону, прослеживающуюся в меридиональном направлении на расстоянии 66 км от оз. Мегри-Ярви на юге территории листа, до оз. Сукк-Озера на севере. От главной синклиналичной зоны, в районе оз. Бол.-Озера, оз. Вотто-Мукс и Муз-Озера отходят прогибы, окаймляющие небольшие гнейсо-гранитные антиклинали. Прогиб в районе Сукк-Озера был выделен В. М. Черновым (1960 г.) под названием суккозерской синклинали, а часть главного прогиба близ д. Гимолы он обозначил как Гимольскую синклинали. В дальнейшем весь главный прогиб мы также будем называть Гимольской синклинали.

По имеющимся данным, главная синклиналичная зона в целом имеет сложноскладчатое строение за счет развития в ней изоклинальных складок. Падение пород как на крыльях, так и в центральной части крутое ( $60-80^\circ$ ), часто меняющееся в восточных и западных румбах. Крылья синклиналичной зоны сложены конгломератами, биотитовыми сланцами, кварцитами и порфиридами суккозерской свиты, а ядро — амфиболовыми кварцитами и сланцами, а также порфиридами и филлитовидными сланцами межозерской и бергаульской свит. Для описываемой синклиналичной зоны характерны вытянутые в длину и сильно сжатые в поперечном направлении складки второго порядка, часто опрокинутые и затянутые в граниты, что можно наблюдать в разрезе скв. 169, описанной А. Н. Ивановым (1955 г.) у оз. Кади и в других местах. Длина складок изменяется в пределах от 2 до 7 км при ширине 200—600 м. В. М. Чернов (1960 г.) в главной синклиналичной зоне в районе Сукк-Озера и д. Гимолы отмечает ряд сбросовых трещин, к которым приурочены пластовые тела и дайки метагаббро и габбро-амфиболитов. Очевидно, перемещения по этим трещинам были незначительны, так как на общую конфигурацию Гимольской синклинали они почти не повлияли.

Многочисленные прямолинейные разломы, по нашему мнению, были заложены в раннее нижнепротерозойское время. Разломы образовывались не только в породах суккозерской и межозерской свит, но также и в консолидированных гнейсо-гранитных куполах, где в них внедрялись дайки нижнепротерозойских основных пород. Примером может служить прямолинейная зона разлома, прослеживающаяся по телам габбро-амфиболитов в меридиональном направлении через Аконярвский, Болозерский и Музозерский гнейсо-гранитные купола, а также зона разлома в районе озер Калмунги — Суксинги и в других местах. Вполне вероятно, что зоны разлома, заложенные в раннее нижнепротерозойское время возобновлялись в более поздние периоды.

В главную фазу нижнепротерозойской складчатости образования гимольско-парандовской серии и дайки основных пород были интродуцированы плагиомикроклиновыми гранитами, в различной степени мигматизирующими архейское основание. Интрузии плагиомикроклиновых гранитов локализовались преимущественно вдоль зон нижнепротерозойской складчатости, а также в депрессиях, разделяющих гнейсо-гранитные купола архея. Такое распределение в пространстве плагиомикроклиновых гранитов позволяет нам рассматривать их как синорогенные.

### ВЕРХНИЙ СТРУКТУРНЫЙ ЯРУС

Породы верхнего структурного яруса, представленные конгломератами и кварцито-песчаниками янгозерской свиты, слагают крупную пологую синклинали, называемую Янгозерской мульдой, главная ось которой ориентирована в меридиональном направлении. На территории листа Янгозерская мульда располагается своей западной частью. Длина ее здесь достигает 74 км при неполной ширине около 20 км. Северный и южный замки мульды усложнены прогибами второго порядка, соединяющимися с полем главной мульды. Северный прогиб имеет длину 20 км и ширину 10 км, длина южного прогиба равна 6 км, ширина 4 км. Краевые зоны мульды образованы конгломератами и аркозовыми кварцито-песчаниками нижней и средней подсвит янгозерской свиты, а центральное поле сложено кварцитами, кварцито-песчаниками и кварцевыми конгломератами третьей подсвиты, перемежающимися с пластовыми телами метадиабазов. Падение пород на крыльях мульды достигает 60°, а по мере продвижения к центральной части структуры оно выполаживается до 5—25°. Основная структура усложнена складчатостью второго порядка, напоминающей тип слабой гофрировки. Величина складок второго порядка колеблется от 3 до 20 км в длину при ширине их 1—5 км и угле падения крыльев не более 10—15°.

В отдельных участках Янгозерской синклинали наблюдаются вертикальные тектонические перемещения типа мелких сбросов, амплитуда которых не превышает нескольких метров. Сбросы фиксируются зеркалами скольжения брекчиями трения. Поскольку перемещения были весьма незначительны, то общую картину складчатой структуры они не нарушили.

Более молодые, чем среднепротерозойские, тектонические явления характера радиальных расколов, устанавливаются предположительно на основании геоморфологических данных (прямолинейное расположение впадин озер Гимольского, Мятрат, Кудомгубского, Чуд-Озера, Бол.-Озера и Вотто-Озера).

В геоморфологическом отношении на рассматриваемой территории выделяются формы рельефа, образовавшиеся в основном до оледенения, и формы, создание которых было связано с деятельностью ледников четвертичного периода. К первой категории относятся денудационно-тектонические формы, возникшие в процессе эрозии геологических структур. Совокупное сочетание этих форм образует расчлененную поверхность докембрийского фундамента, на которую накладывались более молодые формы, связанные с деятельностью других процессов. По генетическому принципу в пределах площади листа выделяются следующие геоморфологические районы: район преимущественного развития денудационно-тектонических форм, район развития ледниковых форм, район развития водно-ледниковых, аккумулятивных форм и район развития озерных и аллювиальных аккумулятивных форм.

Район развития денудационно-тектонических форм занимает центральную и восточную части территории листа. Здесь выделяются участки грядового рельефа, совпадающие с полосами развития протерозойских пород и участки крупно-холмистого рельефа, соответствующие куполам архейских гнейсо-гранитов. Участки грядового рельефа, наблюдающиеся в пределах Янгозерской мульды и в районах Сукк-Озера, где распространены сложноскладчатые структуры гимольско-парандовской серии, характеризуются расчлененной поверхностью. Узкие гряды с крутыми склонами разделяются заболоченными понижениями и озерами. Относительная высота гряд 40—50 м. Все формы рельефа ориентированы согласно простиранию основных геологических структур Янгозерской мульды и структур сланцев гимольско-парандовской серии и имеют простирание близкое к меридиональному. Крупнохолмистый рельеф, наблюдающийся в районе гнейсо-гранитных куполов архея близ озер Мятрат, Мегри-Ярви и к западу от Сукк-Озера отличается более спокойной поверхностью и меньшими колебаниями относительных высот (10—20 м).

Район развития ледниковых форм. Среди ледниковых форм выделяются экзарационные и аккумулятивные формы. Экзарационные формы наблюдаются в местах обнажений коренных пород в районах гнейсо-гранитных куполов близ озер Мятрат, Акон-Ярви и среди метадиабазов Янг-Озера. Представлены они бараньими лбами, на которых наблюдается ледниковая штриховка, имеющая меридиональное и северо-западное простирание.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа занимают значительную площадь (до 40% всей территории листа) и морфологически выражены в виде моренных всхолмленных равнин, особенно хорошо развитых в южной части листа в районе

оз. Нурмас и на севере, близ озер Арянук и Чапгас, где моренный чехол перекрывает слабо расчлененный фундамент архея. Превышение моренных холмов над равнинной поверхностью не превышает 5—10 м.

Район развития водно-ледниковых аккумулятивных форм. Водно-ледниковые формы рельефа представлены озами и камами. Озы встречаются в пониженных участках рельефа близ обрывистых выступов коренных пород. Особенно хорошо эти формы развиты вдоль дороги д. Кудама-Губа — д. Ключина Гора, где они обрамляют северо-восточную окраинную часть гимольского гнейсо-гранитного купола. Высота озов достигает 80 м при протяженности их 8—10 км. Камы имеют конусообразные очертания и крутые склоны (угол 45°). Относительное превышение камов 30—40 м. Камы и озы описанного района почти не несут следов размыва и характеризуются четкостью своих форм.

Район развития озерных и аллювиальных аккумулятивных форм. Из озерных форм наиболее значительными по занимаемой площади являются озерные равнины, примыкающие к озерам Гимольскому и Кудомгубскому. Равнины характеризуются ровной поверхностью. Склоны водно-ледниковых аккумулятивных форм, нарушающих местами равнинную поверхность, слегка террасированы.

Аллювиальные формы наблюдаются реже, что объясняется слабым развитием гидрографической сети. Наиболее крупная река Суна протекает в унаследованной долине, очевидно, тектонического происхождения. Собственно-речные долины более мелких речек почти не разработаны и засыпаны валунами.

Широкого развития достигают биогенные формы, представленные болотными равнинами, конфигурация которых определяется рельефом местности, на которой они развиваются. В районах глядогового денудационно-тектонического рельефа и озон они имеют вытянутую форму и весьма сложные очертания. На участках развития камов и крупнохолмистого рельефа (район Чуд-Озера) контуры болот менее сложны и приближаются к округлым. Впадины озер Гимольского, Ройк-Наволоцкого, Кудомгубского, Чуд-Озера и ряда других, по всей вероятности, приурочены к тектоническим зонам и являются унаследованными, так же как и долина р. Суны.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

На территории листа Р-36-IX полезные ископаемые представлены в основном строительными материалами (песок, гравий, глина) и магнетитовыми железными рудами. Имеются также рудопроявления озерных железных руд и керамического пегматита.

Подавляющее большинство месторождений и проявлений полезных ископаемых сконцентрировано к востоку от озер Сукк-Озеро и Гимольское на участке площадью 160 км<sup>2</sup> и в районе д. Валазма на р. Суне.

Промышленными являются 16 месторождений: Межозерское железорудное месторождение (5); песчано-гравийные месторождения — Суккозерское (7), Чазма-Ярвинское (8), 126 км Октябрьской ж. д. (13); Гимольское (14); Ваех-Ярвинское (10), участки 1, 2, 3 Валазминской ГЭС (22), участок 4 Валазминской ГЭС (23), участок 7 Валазминской ГЭС (21), участок 8 Валазминской ГЭС (19) и 136 км Октябрьской ж. д. (1); месторождение строительного камня — участок 10 Валазминской ГЭС (18); месторождения глин и суглинков: 123 км Октябрьской ж. д. (11); Сукк-Озеро (6), участок 11 Валазминской ГЭС (16) и участок 12 Валазминской ГЭС (20).

Транспортные условия всех месторождений являются благоприятными, так как в непосредственной близости от них проходит линия Октябрьской железной дороги.

## МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

### МАГНЕТИТОВЫЕ РУДЫ

В пределах описываемой площади находятся Межозерское промышленное месторождение (5), непромышленное месторождение Гимолы 1 (12), Участок Заозерных аномалий (4) и титаномагнетитовое рудопроявление участка Медвежьеозерской аномалии (9) у оз. Алинен-Лиус-Ярви (17). Последнее связано с нижнепротерозойскими метагаббро-диабазами, а все остальные месторождения с кварцито-сланцевыми породами межозерской свиты гимольско-парандовской серии.

Межозерское месторождение, расположенное в 4 км к востоку от оз. Сукк-Озера, представлено тремя пачками оруденелых амфиболо-магнетитовых кварцитов и сланцев протяженностью от 160 до 1140 м при средней мощности их 25—30 м. Вмещающими породами для рудных тел являются биотито-амфиболовые сланцы и кварциты межозерской свиты.

Основными минералами, слагающими руду, являются кварц, магнетит, амфибол и слюда. Содержание основных компонентов в руде равно: железо растворимое 32,76%, сера 0,40%, фосфор 0,10%. Исследования обогатимости руд, проведенные институтом «Механобр» по семи пробам, показали возможность получения методом магнитной сепарации концентратов с содержанием железа свыше 60%. Запасы руды по категории А<sub>2</sub> составляют 14 365 тыс. т, по категории В 15 723 тыс. т, по категории С<sub>1</sub> 28 735 тыс. т и по категории С<sub>2</sub> 10 658 тыс. т. Суммарные запасы по категориям А<sub>2</sub>+В+С<sub>1</sub> равны 58 823 тыс. т. Запасы отнесены к балансовым.



Месторождение Гимолы 1 (12) расположено в 2 км северо-восточнее д. Гимолы. Представлено тремя пачками рудных кварцитов, залегающих среди комплекса метаморфических сланцев (биотитовых, гранато-биотитовых, амфиболо-биотитовых, биотито-серпичитовых, плагиобиотитовых). Протяженность восточной пачки 1400 м, мощность 13,3 м, западной пачки — соответственно 800 м и 3—20 м, средней — 1000 м и 4—15 м.

Руды месторождения бедные. Среднее содержание железа растворимого 24,5%, серы 0,17% и фосфора 0,10%.

Запасы руды, подсчитанные до глубины 100 м по категории С<sub>1</sub>, составляют 8—11 млн. т. Запасы на балансе не числятся. Месторождение, вследствие небольшого масштаба, не имеет самостоятельного значения и запасы его можно рассматривать лишь как резервные запасы Межозерского месторождения.

На участке Заозерных аномалий выявлен ряд рудных тел пластообразной и линзовидной формы, представленных амфиболо-магнетитовыми кварцитами и сланцами. Мощность рудных тел невелика, максимальная протяженность 574 м. Содержание растворимого железа в рудах в среднем 34,77%, серы 0,26%, фосфора 0,08%. По содержанию растворимого железа руды относятся к категории бедных, требующих обогащения, но по содержанию вредных примесей они могут быть отнесены к чистым рудам. Гидрогеологические условия района благоприятны для эксплуатации. Глубина залегания подземных вод не превышает 3,0 м.

Рудопроявление участка Медвежьеозерской аномалии (9) представлено незначительной вкрапленностью пирита, халькопирита и магнетита в филлитовидных сланцах бергаульской свиты. Несколько большая концентрация магнетита отмечается среди кварцитов, в которых магнетит образует маломощные линзовидные включения. Содержание растворимого железа в руде колеблется от 7,19 до 24,97%. Площадь магнитной аномалии, вызванной указанными породами, составляет 4,5×0,3 км. В связи с небольшими масштабами практического интереса рудопроявление не представляет.

Рудопроявление у оз. Алинен-Лиус-Ярви представлено неравномерно распределенной вкрапленностью титаномагнетита в метагаббро-диабазе в виде кристаллов неправильной формы размером 1—1,5 мм. Результаты химического анализа штуфа с максимальной вкрапленностью титаномагнетита показали содержание Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 5,75%, FeO 14,85%, TiO<sub>2</sub> 4,31%.

#### ОЗЕРНЫЕ ЖЕЛЕЗНЫЕ РУДЫ

Небольшие по размерам и запасам залежи озерных железных руд известны на описываемой территории еще с середины XVII в. В петровские времена озерная железная руда добыва-

лась у деревень Ушкалы, Поросозеро и Янгозеро. Кустарная плавка этих руд осуществлялась на месте (около деревень Валазма, Поросозеро). Руда залегает в прибрежных и мелководных частях озер в виде скоплений конкреций или оолитов. По А. А. Иностранцеву (1877) содержание железа в прокаленной гимольской руде 46,8% и в ушкальской руде 48,6%.

В настоящее время этот тип руд утратил промышленное значение.

#### НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

##### КЕРАМИЧЕСКОЕ СЫРЬЕ, ПЕГМАТИТЫ И АПЛИТЫ

Пегматитовые жилы значительной мощности (до 400 м) известны в пределах Межозерского железорудного месторождения (2), где они залегают среди разнообразного комплекса кристаллических сланцев суккозерской и межозерской свит и среди рудных залежей месторождения. Пегматиты представляют собой крупно- и среднезернистые породы, от красного до розовато-белого цвета. Составляют они из кварца, плагиноклаза и микроклина. Аплиты отличаются от пегматитов мелкозернистой структурой; окраска их более светлых тонов. Кроме того, они характеризуются почти полным отсутствием или незначительным содержанием биотита и турмалина, присутствие которых в пегматите снижает его качество, как керамического сырья. Наиболее мощная жила пегматита проходит по восточному контакту I—II залежей Северной полосы. Мощность ее 50—60 м при установленной длине более 300 м. Там же, в южной оконечности I—II рудной залежей проходит еще более мощная пегматитовая жила. Мощность ее около 100 м, протяженность несколько сотен метров.

В пределах южной части восточной рудной залежи расположен пегматитовый шток мощностью 120 м, длиной более 400 м. Кроме указанных крупных жил, в районе Межозерского месторождения выявлен еще ряд жил, мощность которых не превышает 20 м. Жилы отличаются извилистыми очертаниями, мощность их непостоянна, с многочисленными раздувами и перегибами. Аплитовые и пегматитовые жилы с точки зрения пригодности их для керамического сырья не изучались. Предположительные запасы пегматитов, выявленных в районе Межозерского месторождения, составляют около 2 млн. т.

#### СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ

##### ГНЕЙСО-ГРАНИТ

На территории листа известно лишь одно разведанное месторождение строительного камня — участок 10, 18, который служит источником камня для строительства Валазминской ГЭС. Участок расположен в 2 км от створа плотины. Месторождение сложено прочным гнейсо-гранитом. Результаты испыта-

ний гнейсо-гранита показали: 1) сопротивление раздавливанию в воздушно-сухом состоянии  $2060 \text{ кг/см}^2$ ; 2) то же, в водонасыщенном состоянии  $2064 \text{ кг/см}^2$ ; 3) то же, после 25 циклов промораживания  $1903 \text{ кг/см}^2$ .

Учитывая широкое развитие гнейсо-гранитов на территории листа (в центральной и западной его частях), можно считать, что запасы строительного камня на описываемой площади не ограничены.

#### ГЛИНЫ КИРПИЧНЫЕ

На описываемой площади имеются четыре промышленных месторождения глин и суглинков.

Наиболее крупное месторождение расположено на 123 км Октябрьской ж. д. в 3,5 км от д. Гимолы и в 1,5 км от оз. Гимольского (11). Средняя мощность толщи глин и суглинков 1,4 м; средняя мощность вскрыши 3,57 м. Запасы, подсчитанные по категории  $C_1$ , составляют 483,0 тыс. т. Запасы не утверждались.

Месторождение Суккозеро расположено в южной части восточного берега Сукк-Озера, вблизи Октябрьской ж. д. Глина пригодна для кирпича низких марок. Средняя мощность глин 1,1 м. Средняя мощность вскрыши 3,2 м. Не утвержденные запасы по категории  $C_1$  составляют 236,5 тыс. т.

Участки 11 и 12 разведывались ЛенГИДЭПом с целью обеспечением сырьем строительства Валазминской ГЭС.

Участок 11 (16) расположен на северо-восточном берегу оз. Кудомгубского, в 16 км от д. Гимолы. В 3 км от участка проходит грунтовая дорога.

Месторождение сложено пылеватым суглинком, легко размокаемым в воде. Испытания показали сопротивление сдвигу, выражающееся углом внутреннего трения  $16—18^\circ$  при естественной влажности 25%. Мощность полезной толщи 3,48 м, мощность вскрыши 1,12 м. Запасы, подсчитанные по категории  $A_2$ , составляют  $52\,271 \text{ м}^3$ .

Участок 12 (20) расположен в 1 км от створа плотины Валазминской ГЭС. Месторождение сложено толщей тяжелых пылеватых суглинков 3,76 м. Мощность вскрыши 1,44 м. Запасы по категории В составляют  $12\,032 \text{ м}^3$ .

#### ПЕСЧАНО-ГРАВИЙНО-ГАЛЕЧНЫЙ МАТЕРИАЛ

На территории листа показаны 10 месторождений песчано-гравийно-галечного материала, из них шесть месторождений расположены в районе озер Гимольское—Сукк-Озеро и четыре — в районе д. Валазма. По количеству разведанных запасов Гимольское месторождение отнесено к категории крупных, участок 126 км Октябрьской дороги — к категории средних, остальные — к категории мелких месторождений.

Гимольское месторождение (14) песчано-гравийно-валунно-галечного материала расположено в 2 км на северо-восток от д. Гимолы и занимает площадь около  $26 \text{ км}^2$ . Морфологически месторождение представляет собой озовую гряду высотой 10—12 м и шириной у подошвы 15—20 м. Оз сложен песчаными отложениями с большим количеством гравийно-валунно-галечного материала. По крупности частиц и песок, и гравий отличаются однородностью. По данным химического анализа, пески и гравий содержат вполне допустимое количество  $\text{SO}_3$  (до 0,05%) и могут быть использованы в дорожном строительстве и в качестве наполнителя бетона. Запасы, принятые ТКЗ, составляют по категории  $C_1$  6557 тыс. т, по категории  $C_2$  — 7975 тыс. т.

На 126 км Октябрьской ж. д. (13) расположено месторождение песчано-гравийного материала с балансовыми запасами по категории  $C_1$  в количестве 2205 тыс. т. Кроме того, имеются запасы (1314 тыс. т), подсчитанные по категории  $C_2$ . Морфологически месторождение представляет собой волнистую равнину и сложено мелкозернистым песком с прослоями гравелистого материала и очень редкими валунами. По крупности частиц пески однородны. Химический анализ песков дал следующие результаты:  $\text{SiO}_2$  77,10%;  $\text{CaO}$  2,12%;  $\text{SO}_3$  0,08%;  $\text{MgO}$  0,77%; п. п. п. 0,76%. Песок пригоден в различных видах дорожных работ и в строительстве. Водоносный горизонт залегает на глубине 4—8 м.

Суккозерское месторождение (7) расположено в 3 км от пос. Суккозеро и занимает площадь  $0,2 \text{ км}^2$ . Морфологически это равнина с относительным превышением над болотом 9 м. Месторождение представлено флювиогляциальными косослоистыми песками с редкими валунами и тонкими прослоями гравийного материала. Химический анализ песчаных отложений дал следующие результаты:  $\text{SiO}_2$  75,80%;  $\text{CaO}$  2,00%;  $\text{SO}_3$  0,14%;  $\text{MgO}$  1,02%; п. п. п. 0,32%. Такое содержание  $\text{SO}_3$  согласно требованиям ОСТ (НКТП-3518) позволяет использовать пески для бетонных работ, а также в паровозных песочницах. Появление воды при проходке шурфов отмечено на глубине от 6,5 до 9,0 м. Мощность вскрыши 0,1 м. Глубина подсчета запасов 7,2 м. Запасы по категории  $C_1$  в количестве 744 тыс. т утверждены как балансовые и 305 тыс. т по категории  $C_2$  отмечены ТКЗ. Суккозерское месторождение разрабатывалось при строительстве Октябрьской ж. д.

Чазма-Ярвинское месторождение (8) находится в 2,3 км от пос. Суккозеро, у дороги Суккозеро—Поросозеро. Месторождение представляет собой оз высотой около 6 м. Оно сложено флювиогляциальными отложениями, содержание валунно-галечного-гравийного материала в которых достигает 90%. По результатам химических анализов количество  $\text{SO}_3$  в гравии 0,05—0,13%, что допустимо для использования гравия в качестве

наполнителя для обычного бетона, а также для строительства шоссе-ных дорог.

Технологические испытания песка и гравия показали следующие результаты:

	Песок	Гравий
Объемный вес	1,5807	1,7088
Коэффициент фильтрации	10	10
Объем пустот		32
Глинистые примеси	0,57	0,1
Морозостойкость		0,18
Прочность слабых зерен		3,90
Прочность на износ в барабане		2,6
Органические примеси	Темнее эталона	Темнее эталона
Игловатость и пластинчатость		15,1

Грунтовые воды в выработках не встречены. Мощность вскрыши 0,1 м. Мощность полезного слоя 6 м. Балансовые запасы по категории С<sub>1</sub> составляют 174 тыс. т и 360 тыс. т по категории С<sub>2</sub> отмечены ТКЗ.

Ваех-Ярвинское месторождение (10) расположено в 14 км к югу от пос. Суккозеро по грунтовой дороге. Морфологически представлено несколькими камовыми холмами и озовой грядой. Сложено флювиогляциальными песчано-гравийно-галечным материалом с редкими валунами.

Механический анализ показал, что в песках преобладает фракция 0,59 мм, а в гравийно-галечном материале фракция меньше 4,76 мм. Как пески, так и гравийно-галечный материал, отличаются однородностью. Они могут быть использованы при различных видах дорожного строительства. Водоносный горизонт расположен в 5,2—8,6 м от поверхности. Средняя мощность полезной толщи с учетом вскрыши 5 м. Запасы, отмеченные ТКЗ, составляют по категории С<sub>2</sub> 2000 тыс. т.

Участки 1, 2, 3, 4, 7 и 8, 21, 22, 23 расположены вблизи д. Валазма и разведывались ЛенГИДЭПом с целью обеспечения строительными материалами строительства Валазминской ГЭС на р. Суне. Участки 1, 2 и 3 имеют суммарную площадь 15 067 м<sup>2</sup>. Месторождение представляет собой оз высотой 10—14 м, сложенный флювиогляциальными отложениями, в состав которых входит 30% валунов, 31—36% гравия и 34—39% песка. Пески пригодны в качестве мелкого наполнителя бетона, а гравий — в качестве крупной добавки в бетон.

Средняя мощность вскрыши 0,5 м, средняя мощность полезной толщи 3,6 м. Запасы по категории А<sub>2</sub> составляют 65 891 м<sup>3</sup>; из них: гравия 20 988 м<sup>3</sup>, песка 25 135 м<sup>3</sup>, валунов 19 968 м<sup>3</sup>.

Грунтовые воды залегают на глубине 1,0—4,5 м от поверхности.

Участок 4 (23) представляет собой камовые холмы, сложенные разнозернистым гравелистым песком. Песок пригоден для мелкого заполнителя бетона. Мощность вскрыши 0,37 м. Мощность полезной толщи 3,45 м. Разведанная площадь месторождения около 3000 м<sup>2</sup>. Запасы по категории С<sub>1</sub> составляют 10 867 м<sup>3</sup>, из них гравия 3151 м<sup>3</sup>.

Участки 7 и 8 служат источником грунта для намыва тела плотины. Участок 7 (21) сложен тонко- и мелкозернистым песком с гравием и галькой от 5 до 30% и валунами. Запасы по категории А<sub>2</sub> составляют 68 509 м<sup>3</sup>. Анализ грунта показал: уд. вес грунтов 2,67, объемный вес 1,9 т/м<sup>3</sup>, коэффициент фильтрации 0,7 м<sup>3</sup>/сутки. Участок 8 (19) представлен рядом холмов типа камов, сложенных разнозернистым песком с гравием, галькой и валунами. Удельный вес грунта 2,68. Коэффициент фильтрации 0,5 м<sup>3</sup>/сутки. Запасы по категории В составляют 19 080 м<sup>3</sup>.

На 136 км Октябрьской ж. д. (1) расположено месторождение разнозернистых песков и гравия, запасы которых по категории А<sub>2</sub> составляют 352 352 м<sup>3</sup> при объеме вскрыши 8933 м<sup>3</sup> и по категории В 206 855 м<sup>3</sup> при объеме вскрыши 16 151 м<sup>3</sup>.

Ниже приводятся результаты анализов песчано-гравийной смеси по ГОСТу № 2—778—50.

### 1. Испытание гравия

Размер сит в мм	Частные остатки на ситах в %	Полные остатки на ситах в %	Содержание зерен в %	
			Игольчатые лещадные	Слабые зерна
40	Нет	Нет	0,3	Нет
20	29,4	29,4		Нет
10	28,4	57,4		0,05
5	42,2	100,0		0,05

Объем пустот — 34%; загрязнения отмучиванием нет; содержание SO<sub>3</sub> — следы.

### 2. Испытание песка

Размер сит в мм	Остатки на ситах в %	Полные остатки в %
2,5	19,7	19,7
1,2	25,4	45,1
0,6	25,9	74,6
0,3	16,2	90,8
0,15	6,6	97,4
0,15	2,6	100,0

## **КРАТКАЯ ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ ТЕРРИТОРИИ В ОТНОШЕНИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И РЕКОМЕНДАЦИИ О НАПРАВЛЕНИИ ДАЛЬНЕЙШИХ ПОИСКОВЫХ РАБОТ**

Территория листа Р-36-IX вследствие широкого развития четвертичных отложений характеризуется слабой обнаженностью. В подобных условиях оценка перспектив района в отношении месторождений полезных ископаемых несколько затруднительна. В рассматриваемом районе, помимо месторождений строительного материала и железных руд, имеются проявления молибдена и полиметаллов. В свете имеющихся данных наиболее перспективными участками с точки зрения выявления практически интересных концентраций молибдена и полиметаллов может служить полоса распространения кристаллических сланцев суккозерской и межозерской свит, прорванных нижнепротерозойскими гранитами. По предварительным данным А. Н. Иванова (1954ф), с жильной фацией этих гранитов связана минерализация молибдена, отмеченная им на участке Межозерского месторождения железных руд. Следует отметить также участок развития нижнепротерозойских гранитов типа «рапакиви» в юго-западной части территории листа к северу от оз. Валкеа-Лампи. Эти граниты требуют детального изучения, так как с ними обычно бывают связаны рудопроявления редких металлов и молибдена.

В случае потребности местной промышленности в керамическом сырье следует произвести оценку поля пегматитовых жил, развитых в полосе распространения сланцев суккозерской и межозерской свит.

В связи с тем, что территория листа полностью покрыта аэромагнитной и наземной магнитными съемками масштаба 1:200 000 и 1:100 000 и все известные аномалии разбурены и изучены, перспективы выявления крупных дополнительных магнитных аномалий, а следовательно, и возможность обнаружения связанных с ними промышленных месторождений руд мало вероятны.

В отношении поисков рудопроявлений кобальта и никеля некоторый интерес могут представлять многочисленные тела основных и реже ультраосновных нижнепротерозойских интрузий — метагаббро, метагаббро-норитов и метапироксенитов, которые в этом разрезе ранее почти не изучались.

Ресурсы каменно-строительных и песчано-гравийных месторождений на территории листа практически неисчерпаемы.

### **ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ**

Территория листа имеет недостаточную гидрогеологическую изученность. Настоящий раздел отчета составлен главным образом по материалам гидрогеологических исследований, выполненных Северо-Западным геологическим управлением на Меж-

озерском железорудном месторождении, а также при бурении разведочно-эксплуатационных скважин на воду в пос. Гимолы и пос. Поросозеро. Используются также отдельные сведения о подземных водах из отчетов по геологосъемочным работам. Подземные воды на территории листа приурочены к четвертичным отложениям и к трещиноватым кристаллическим породам. Вследствие того, что воды в четвертичных отложениях и коренных кристаллических породах не разделяются выдержанными водоупорными слоями, они представляют собой единый водоносный горизонт.

По условиям залегания подземные воды имеют преимущественно безнапорный характер. Глубина залегания зеркала водоносного горизонта колеблется в широких пределах от 0 до 16 м. Неглубоким залеганием уровня вод характеризуются заболоченные пониженные участки, где обводненной является почти вся толща четвертичных отложений. На возвышенных участках глубина уровня значительно возрастает. Нередки случаи, когда маломощный покров четвертичных образований на вершинах возвышенностей и их склонах оказывается необводненным. Наиболее распространенной глубиной залегания водоносного горизонта можно считать 1,0—4,0 м.

В пределах отдельных участков, где в кровле водоносного горизонта встречаются слои слабопроницаемых пород, наблюдаются местные проявления напора. Так, на Межозерском месторождении в отдельных скважинах были зафиксированы пьезометрические уровни, достигающие положения 1—2,5 м выше поверхности земли. Естественные выходы подземных вод в виде источников имеют очень небольшие дебиты (до 0,1—0,5 л/сек). Питание водоносного горизонта осуществляется за счет атмосферных осадков. Это определяет и характер режима подземных вод. Минимальное стояние зеркала водоносного горизонта отмечается в марте и частично в июле-августе, а максимальное — в мае. Амплитуда колебаний уровня изменяется от 0,3 до 4,5 м, причем на заболоченных пониженных участках изменения меньше, чем на возвышенных.

Среди четвертичных отложений в той или иной мере водоносными являются гравийно-галечные, песчаные и супесчаные разности во всех генетических типах этих отложений. Наибольшим распространением на территории листа пользуются моренные супеси и разнотельные пылеватые пески, водообильность которых отличается большой пестротой. Это объясняется невыдержанностью литологического состава моренных отложений. Коэффициент фильтрации моренных песков и супесей, определенный по данным откачек из шурфов, колеблется в широких пределах от 0,4 до 5,57 м/сутки.

Более высокой водообильностью отличаются позднеледниковые гравийно-галечные и песчаные образования, которые также значительно распространены в пределах территории

листа. Послеледниковые озерные и алювиальные пески имеют сравнительно небольшое развитие. Торфяники болот, как правило, обводнены на всю свою мощность, но отличаются весьма слабой водоотдачей.

Воды в коренных кристаллических породах приурочены к трещиноватым зонам и отдельным трещинам. Водообильность коренных пород находится в прямой зависимости от степени трещиноватости. Сравнительно сильная трещиноватость отмечается лишь в верхней части разреза до глубины 30—40 м, но отдельные трещины прослеживаются до 100 м и более. Большая невыдержанность трещиноватости в массиве коренных пород определяет значительную пестроту их водопроницаемости и водообильности. Это подтверждается очень широким диапазоном коэффициента фильтрации, определенного по данным опытных работ (0,004 м/сутки—0,614 м/сутки). Наиболее типичным является коэффициент фильтрации от 0,01 до 0,35 м/сутки. Среди коренных пород, развитых на территории листа, сравнительно высокой водопроницаемостью отличаются различные сланцы; значительно меньшую водопроницаемость имеют гнейсо-граниты и граниты. По химическому составу подземные воды относятся к пресным (сумма сухого остатка не превышает 130 мг/л), мягким, хлоридно-гидрокарбонатно-кальциево-натриевого или гидрокарбонатно-кальциевого типа.

Для целей водоснабжения могут использоваться как воды в четвертичных, так и в коренных породах, но в ограниченных масштабах.

## ЛИТЕРАТУРА

Опубликованная

- Биске Г. С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Госизд-во Карельской АССР, 1959.
- Виноградов А. П. и Тарасов Л. С. Изотопный состав рудных свинцов Балтийского щита. Геохимия, № 7, изд. АН СССР, 1959.
- Вяорюнен Х. Кристаллический фундамент Финляндии. Перевод с финского З. Т. Громовой и С. И. Нокелайнена. Изд-во иностр. лит-ры, М. 1959.
- Герлинг Э. К., Полканов А. А. Проблемы абсолютного возраста докембрия Балтийского щита. Геохимия, № 8, изд. АН СССР, 1958.
- Гилярова М. А. Докарельская толща железосодержащих сланцев и ее стратиграфическое положение. Изв. КФНИБ АН СССР, 1948.
- Геология СССР, т. XXXVII. Карельская АССР, ч. 1. Геологическое описание, ред. К. О. Кратц, 1960.
- Иностранцев А. А. Геологический очерк Повенецкого уезда и его рудных месторождений. Мат-лы геол. России, т. VII, 1877.
- Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2, 1958.
- Перевозчикова В. А. Геология протерозоя Карелии. Мат-лы по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР. Госгеолтехиздат, 1957.
- Судовиков Н. Г. Докембрийские породы Ребольско-Кимасозерского района. Тр. Сев.-Зал. геол.-разв. треста, в. 5, 1033.
- Судовиков Н. Г. Материалы к петрографии центральной Карелии. Изв. Гл. геол. упр., в. 51, 1931.
- Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. III сессии Ком. абс. возр. геол. форм., 1955.
- Харитонов Л. Я. Опыт тектонического районирования восточной части Балтийского щита. Уч. зап. ЛГУ, № 225, сер. геол. наук, в. 9, 1957.

### Фондовая\*

- Бурцова З. А. Объяснительная записка к листу геологической карты Р-36-XV 1:200 000, серия карельская, 1959.
- Иванов А. Н., Бреслер С. М. и Михенцев А. С. Отчет о геологоразведочных работах, приведенных на Межозерском железорудном месторождении, 1954.
- Кратц К. О. и Стенарь М. М. Стратиграфия и тектоника района Хедозеро—Большозеро—Челмозеро в Западной Карелии. Фонды Карельского ФАН СССР, 1960.
- Кратц К. О. и Чернов В. М. К геологии протерозоя железорудных районов Западной Карелии, Фонды Карельского ФАН СССР, 1960.

\* Хранится в фондах Северо-Западного геологического управления.

СПИСОК МАТЕРИАЛОВ, ИСПОЛЬЗОВАННЫХ ДЛЯ СОСТАВЛЕНИЯ  
КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Лутковская Т. А. Отчет о поисково-съемочных работах Вегарусьрвинской партии за 1951 г. в Суоярвском и Петровском районах Карело-Финской ССР, 1952.

Миндлина А. А. Отчет о геологосъемочных и поисковых работах в западной части Петровского и Пряжинского районов Карело-Финской ССР летом 1948 г., 1949.

Макеев Г. Т., Туркина Т. Г., Браудэ Р. М., Баранова А. И. Отчет о геологосъемочных работах, проведенных в западной части Сегозерского и северной части Петровского районов Карело-Финской ССР в 1947 г., 1948.

Мустонен А. А. Отчет о геологоразведочных работах, проведенных Межозерской партией в 1952—1954 гг. на территории Петровского и Ругозерского районов Карело-Финской ССР в участках Лубосалма и Сукк-Озеро, 1955.

Михенчев А. С., Намоюшко В. И., Смирнов Б. И. Отчет о геологоразведочных работах на Межозерском железорудном месторождении за 1948 г., 1949.

Намоюшко В. И., Смирнов Б. И., Хазанович К. К. Промышленный отчет о поисково-разведочных работах в Гимольском районе за 1946 г., 1947.

Ушакова З. Г. Отчет о геологической съемке в восточной части плана Р-36-42 масштаба 1:100 000, произведенной летом 1945 г., 1946.

Хазанович К. К., Клокова А. В. Отчет по геологосъемочным работам в Гимольском районе Карело-Финской ССР в 1946 г., 1947.

Яковлева В. В., Савина А. М. Объяснительная записка к листу геологической карты масштаба 1:200 000 лист Р-36-Х, серия Карельская, 1958.

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
1	Иванов А. Н., Бреслер С. М., Михенчев А. С.	Отчет о геологоразведочных работах, проведенных на Межозерском железорудном месторождении (Петровский район КФССР)	1954	Фонды Северо-Западного геол. управления. 12803
2	Лутковская Т. А.	Отчет о поисковосъемочных работах Вегарусьрвинской партии в Суоярвском и Петровском районах КФССР	1952	Фонды Северо-Западного геол. управления. 11929
3	Мустонен А. А., Алексеева В. С.	Отчет о геологоразведочных работах, проведенных Межозерской партией в 1952—1954 гг. на территории Петровского и Ругозерского районов КФССР в участках Лубосалма и Сукк-Озеро	1955	Фонды Северо-Западного геол. управления. 13981
4	Николаевский Г. Н., Горюнова Н. Н.	Отчет о геологопоисковых работах на стройматериалы, проведенных в Петровском районе КФССР	1954	Фонды Северо-Западного геол. управления. 13655
5	Намоюшко В. И., Судиславлев К. К., Хазанович К. К.	Промышленный отчет о поисково-разведочных работах в Гимольском районе КФССР за 1946 г.	1947	Фонды Северо-Западного геол. управления. 6913
6	Серба Б. И.	Отчет о геологопоисковых работах на стройматериалы (пески, гравий, глины, карбонатные породы) в Суоярвском и Сегежском районах КАССР в 1959 г.	1960	Фонды Северо-Западного геол. управления. 16330

№ п/п	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондовый № или место издания
7	Соколова Е. С., Кондрашова Н. С.	Валазминская ГЭС на р. Суна технический проект	1954	Технический архив ЛенГИДЭПа.
8	Хазанович К. К., Клокова А. В.	Отчет по геологическим работам, проведенным в Гимольском районе КФССР за 1946 г.	1947	Фонды Северо-Западного геол. управления. 6780
9		Отчетный баланс запасов железных руд на 1 января 1960 г. Мурманская обл. и КАССР	1960	Фонды Северо-Западного геол. управления. 22—16
10		Отчетный баланс запасов кирпичных и черепичных глин	1959	Фонды Северо-Западного геол. управления. 15—58
11		Отчетный баланс запасов песчано-гравийного материала на 1 января 1960 г. по Карельской АССР	1960	Фонды Северо-Западного геол. управления. 45—53
12	«Лентранспрокт»	Инженерно-геологическое обследование месторождения балластных песков на 136 км Западно-Карельской ж. д.	1956	Фонды «Лентранспрой-проекта».

**СПИСОК ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ, ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-IX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000**

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К--коренное)	№ использованного материала по списку (прил. I)
<b>МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ</b>					
Черные металлы					
Магнетитовые руды					
5	I-2	Межозерское	Не разрабатывалось	К	1, 3, 8, 9
<b>СТРОИТЕЛЬНЫЕ МАТЕРИАЛЫ</b>					
Обломочные породы					
Песчано-гравийно-галечный материал					
10	II-2	Ваех-Ярвинское	Не разрабатывалось	К	4
14	II-2	Гимольское	"	К	4
13	II-2	126 км Октябрьской ж. д.	"	К	4
1	I-2	136 км Октябрьской ж. д.	"	К	4, 12
7	II-2	Суккозерское	Эксплуатировалось	К	4
22	IV-4	Участки 1, 2, 3 Валазминской ГЭС	Не эксплуатировалось	К	6, 7
23	IV-4	Участок 4 Валазминской ГЭС	"	К	7
21	IV-4	Участок 7 Валазминской ГЭС	"	К	7
19	IV-4	Участок 8 Валазминской ГЭС	"	К	7
8	II-2	Чазма-Ярвинское	"	К	7
Глинистые породы					
Глины кирпичные и суглинки					
11	II-2	123 км Октябрьской ж. д.	Не эксплуатировалось	К	
6	II-2	Сукк-Озеро	"	К	
16	III-2	Участок 11 Валазминской ГЭС	"	К	
20	IV-4	Участок 12 Валазминской ГЭС	"	К	
Изверженные породы					
Кислые породы (гнейсо-граниты)					
18	IV-4	Участок 10 Валазминской ГЭС	Не эксплуатировалось	К	

СПИСОК НЕПРОМЫШЛЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-IX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ  
ИСКОПАЕМЫХ МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Наименование месторождения и вид полезного ископаемого	Состояние эксплуатации	Тип месторождения (К—коренное, Р—россыпное)	№ использованного материала по списку (прил. 1)
------------	------------------------	--	------------------------	---	---

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

12	II-2	Гимолы I	Не разрабатывалось	К	5, 8
4	I-2	Участок Заозерных аномалий	„	К	1

СПИСОК ПРОЯВЛЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ,  
ПОКАЗАННЫХ НА ЛИСТЕ Р-36-IX КАРТЫ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ  
МАСШТАБА 1 : 200 000

№ по карте	Индекс клетки на карте	Название (местонахождение) проявления и вид полезного ископаемого	Характеристика проявлений	№ использованного материала по списку (прил. 1)
------------	------------------------	---	---------------------------	---

МЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Черные металлы

Магнетитовые руды

9	II-2	Участок Медвежье-озерской аномалии	Вкрапленность магнетита в кварцитах. Содержание растворимого железа от 7,19 до 24,97%. Площадь аномалии 4,5×0,3 км	1, 3
17	IV-1	Озеро Алинен—Лиусярви	Титано-магнетитовые руды Вкрапленность титаномагнетита в метагаббродиабазе и метагаббро в виде кристаллов размером 1—1,5 мм. Результаты анализа следующие: Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> 5,75%, FeO 14,85%, TiO <sub>2</sub> 4,31%	2
15	III-2	Лимонитовые (озерные) железные руды Ушкальское	Небольшая по размерам залежь бурого железняка, образующего скопления конкреций или оолитов. Анализ показал содержание в прокаленной руде Fe 48,6%	5, 8

НЕМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ ИСКОПАЕМЫЕ

Керамическое сырье

Пегматит

2	I-2	Территория Межозерского железорудного месторождения (Северная рудная полоса)	Две жилы пегматита. Мощность их 50—60 м и 100 м. Длина соответственно, более 300 м и несколько сотен метров	1
3	I-2	Территория Межозерского железорудного месторождения (Восточная рудная залежь)	Пегматитовый шток мощностью более 120 м и длиной более 400 м. Имеется ряд жил, мощность которых не превышает 20 м	1



СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	9
Интрузивные породы . . . . .	28
Тектоника . . . . .	41
Геоморфология . . . . .	45
Полезные ископаемые . . . . .	46
Подземные воды . . . . .	54
Литература . . . . .	57
Приложения . . . . .	59

Редактор издательства *А. М. Антокольская*

Технический редактор *В. В. Романова*

Корректор *Р. Т. Баканова*

Формат 60×90/16  
Тираж 100 экз.

Подписано к печати 29/1 1965 г.  
Печ. л. 4

Уч.-изд. л. 4,5  
Зак. № 03796

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