

ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ СССР  
ГЛАВНОЕ УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР  
ПРИ СОВЕТЕ МИНИСТРОВ РСФСР  
СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

# ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА СССР

масштаба 1:200 000

Лист Р-36-ХІІІ

## ОБЪЯСНИТЕЛЬНАЯ ЗАПИСКА

Составители: *Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенкова,  
Н. А. Волотовская, М. М. Врачинская, Н. А. Егорова, А. М. Носикова*  
Редакторы *Л. Я. Харитонов, Г. О. Глебова-Кульбах*

12619

Утверждено Научно-редакционным советом ВСЕГЕИ  
11 сентября 1958 г.



Издательство «Недра»  
МОСКВА 1964

## СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Введение . . . . .	3
Стратиграфия . . . . .	10
Интрузивные образования . . . . .	52
Тектоника . . . . .	57
Геоморфология . . . . .	66
Полезные ископаемые . . . . .	68
Подземные воды . . . . .	70
Литература . . . . .	72
Приложения . . . . .	74

Технический редактор *С. А. Пенькова*Корректор *Т. М. Кушнер*Редактор издательства *З. Н. Чумаченко*

Подписано к печати 19/VI 1964 г.

Формат бумаги 60×90<sup>1/16</sup>.

Печ. л. 5,25 с вкл.

Уч.-изд. л. 5,3

Тираж 100 экз.

Зак. 03362

Издательство «Недра», Москва, Центр, ул. Кирова, 24  
Типография фабрики № 9 ГУГКВВЕДЕНИЕ<sup>1</sup>

Геологическая карта масштаба 1:200 000 для юго-восточной части листа Р-36-ХІІІ составлена на топографической основе того же масштаба в системе координат 1942 г. Восточной границей территории карты является меридиан 31° 00' в. д., южной — параллель 62° 00' с. ш., северо-западной — Государственная граница СССР и Финляндии.

По административному делению описываемая территория входит в состав Сортавальского и Суоярвского районов Карельской АССР.

**Географический очерк.** На описываемой территории развит равнинно-всхолмленный и грядовый рельеф с пологими очертаниями, и лишь в отдельных случаях имеет крутые и даже обрывистые склоны. Среди равнины возвышаются холмы и гряды с абсолютными отметками от 64,0 до 204,0 м. Относительные превышения составляют 120—140 м. Наблюдается общее понижение рельефа в юго-западном направлении. Пониженные участки, как правило, заболочены. Наиболее значительные возвышенности сложены кристаллическими породами.

Реки и ручьи описываемой площади принадлежат главным образом к бассейну оз. Янисярви и только часть рек впадает в Ладожское озеро, расположенное далеко за пределами территории листа. Все они берут начало в северной части описываемой площади, а также и за ее пределами. Наиболее крупными реками являются: Янисйоки, Юляйоки, Юванйоки и др. Долины рек разработаны слабо, берега чаще пологие; течение на большем протяжении спокойное и лишь на отдельных участках бурное и порожистое.

Среди озер наиболее крупными являются озера: Янисярви, Пялкъярви и Корпярви. Для некоторых из них характерна

<sup>1</sup> Примечание редактора: Задержка с опубликованием объяснительной записки произошла по независимым от авторов причинам. Несмотря на то, что материалы, изложенные в записке, отвечают состоянию изученности на 1/1 1958 г., они не устарели, так как новых геологосъемочных работ на территории листа не производилось.

изрезанная береговая линия с большим количеством мелких заливов.

Берега то пологие, то крутые и обрывистые. Многие из озер соединены между собой протоками.

В основном источником питания озер и рек служат атмосферные осадки и отчасти подземные воды.

Климат района умеренно континентальный и характеризуется сравнительно мягкой зимой и умеренно теплым летом. Средняя годовая температура  $+2,4^{\circ}\text{C}$ , среднее количество осадков 596 мм.

Пути сообщения являются шоссейные дороги и ж.-д. ветка, соединяющая пос. Вяртсиля с ж.-д. ст. Маткаселькя, расположенной на Кировской ж. д. Мелкие населенные пункты связаны между собой грунтовыми и проселочными дорогами.

Основным занятием населения является сельское и лесное хозяйство. В пос. Вяртсиля расположен небольшой металлургический завод, работающий на привозном сырье.

Геологическая изученность листа и использованные материалы. Описываемая площадь относится к таким районам, которые посещались и посещаются теперь многими исследователями. По поводу геологического строения данного района происходили дискуссии финских, а в последнее время советских геологов, стремившихся выяснить истинные стратиграфические взаимоотношения между различными сериями докембрийских пород, получивших в геологической литературе широкую известность под названием ладожской (калевийской) и ятулийской формаций.

Первая сводная геологическая карта масштаба 1 : 200 000 для района, расположенного севернее оз. Янисъярви, была составлена в 1895 г. финским геологом В. Вилькманом (1896). Им были выделены: более молодая калевийская формация, развитая к юго-западу от оз. М. Янисъярви, сложенная гнейсами и сланцами, и более древняя — кварцито-доломитовая, ятулийская формация.

И. Седерхольм, изучавший в 1897 г. гнейсы и сланцы Приладожья, выделил их под названием ладожской формации, считая ее более древней по сравнению с ятулийскими образованиями, так как первые были метаморфизованы сильнее последних. Наблюдаемое же в районе оз. М. Янисъярви залегание пород ладожской формации на ятулийских он рассматривал как результат тектонического надвига.

В 1902 г. Б. Фростерус расчленил ладожскую формацию, развитую в районе оз. Пялкъярви и пос. Импилахти, на собственно ладожскую (гнейсовую), прорванную гранитами, и калевийскую (сланцевую), которая, по его данным, здесь не прорывается гранитами и надвинута на ятулийскую формацию.

В 1912 г. Х. Бергхел на основании установленного им неспрерывного разреза между ладожскими и калевийскими образова-

ниями на листе Нейшлот (Д-2) предложил объединить ладожскую и калевийскую формации под общим названием «калевия». Ятулийские образования Х. Бергхел считал моложе калевийских.

В 1920 г. район оз. М. Янисъярви был детально закартирован В. Хакманом. Им составлена геологическая карта масштаба 1 : 20 000, позднее положенная в основу геологической карты масштаба 1 : 80 000 Х. Хаузена. Материалы по работам В. Хакмана остались неопубликованными. Свои представления он изложил в объяснительной записке к листу Д-2.

П. Эскола в своем учебнике геологии впервые в 1921 г. и позднее в 1925 и 1927 гг. предложил объединить ятулийские, калевийские и ладожские образования восточной Фенноскандии в единую карельскую группу формаций (карельская формация), рассматривая ее как единую согласную систему отложений. По П. Эскола, в восточной части Фенноскандии на жестком гнейсогранитном блоке залегают автохтонные, мало смещенные и слабо метаморфизованные ятулийские образования, которые западнее сменяются более молодыми все более и более метаморфизованными калевийскими, а затем ладожскими породами. Возрастную последовательность пород автор определял иначе, чем И. Седерхольм. Калевийские и ладожские образования им рассматривались как геосинклинальные образования.

В 1929 г. В. Хакман, обобщив материалы предыдущих исследователей и свои личные наблюдения, составил геологическую карту в масштабе 1 : 80 000 для района ст. Маткаселькя — г. Сортавала. Он также отредактировал и дополнил сводную геологическую карту, составленную Бергхелом, в масштабе 1 : 400 000 для района г. Нейшлот (лист Д-2 Финской геологической карты), заново написав объяснительную записку к ней (Хакман, 1931 г.). В записке автор выделял единую гнейсосланцевую калевийско-ладожскую толщу и сопоставил ее с ботнийскими образованиями архея юго-западной Финляндии.

В 1929 г. К. Вегман на основании имевшихся геологических карт и личных наблюдений составил для района пос. Соанлахти — пос. Суйстамо тектоническую стереограмму. В указанном районе он выделил три разновозрастных комплекса пород (ладожский, калевийский, ятулийский), представленные отдельными блоками, частью сдвинутыми и деформированными. Всю карельскую сланцевую зону К. Вегман сравнивает с альпийскими горными сооружениями. В ятулийских отложениях он видит образования форланда и шельфовой области. Калевийские сланцы, по его мнению, представляют собой флишевые осадки карельской геосинклинали, а ладожские гнейсы и сланцы — образования центральной зоны карельского орогена.

В 1930 г. Х. Хаузенем были опубликованы результаты детальных работ, проведенных им в районе оз. М. Янисъярви

еще в 1925 г. В районе пос. Вяртсиля и пос. Ялонвара Х. Хаузен выделял древнюю гнейсо-гранитную глыбу, автохтонные ятулийские породы и аллохтонные ладожские сланцы, интродуцированные метадиабазы. По Х. Хаузену, породы ладожской формации надвинуты на более молодые, слабо метаморфизованные ятулийские образования. Зону разломов Х. Хаузен проводил по интрузии метагбро-диабазов, расположенных вдоль р. Вельяканйоки и оз. М. Янисъярви. Контакт между ятулийскими и ладожскими образованиями он представлял себе в виде вдвинутых друг в друга клиньев пород указанных формаций. Учитывая, что находящиеся на контакте между ними конгломераты хут. Партанен в своих приконтактных частях интенсивно рассланцованы, Х. Хаузен считал их не базальными, а представляющими собой тектоническую линзу. Отрицая базальный характер упомянутых конгломератов, он пришел к выводу об аллохтонном происхождении пород ладожской формации.

При решении вопроса о взаимоотношении пород ладожской и ятулийской формаций в районе оз. М. Янисъярви большое значение имеет понимание Х. Хаузенем объема ятулийской формации. В отличие от типичного разреза ятулийских образований, установленного в районе пос. Суоярви А. Метцгером, Х. Хаузен в районе оз. М. Янисъярви, кроме кварцито-песчаников и доломитов, к ятулийским образованиям относил темные стекловатые кварциты района мыса Питкяниеми и о. Контиосари, помещая их в разрезе между кварцито-песчаниками и розовыми доломитами п-ова Кинтсинниеми. Основанием для этого автору послужило литологическое сходство кварцито-песчаников, встречающихся на островах оз. М. Янисъярви-Контиосари и Ниннисари, с темно-серыми кварцито-песчаниками мыса Корканиеми на том же озере. Последние же имеют постепенные переходы со светлыми кварцито-песчаниками, обычно встречающимися в низах типичного разреза ятулия. Доломитизированные известняки — мраморы и графитовые сланцы р. Вельяканйоки так же, как и филлиты и доломитизированные известняки — мраморы района ур. Линнунвары на оз. М. Янисъярви, аналогичные подобным же породам средней части разреза ятулия в Суоярви (мезо-ятулий А. Метцгера), Х. Хаузен относил к ладожским образованиям, считая, что они развиты к юго-западу от главного разлома.

После работ К. Вегмана И. Седерхольм, вначале возражавший против предложений П. Эскола, убедился в том, что калевийские и ятулийские образования следует рассматривать не столько как разновозрастные, сколько как фациально отличающиеся образования, возникшие в различных участках геосинклинали. Это новое представление И. Седерхольма нашло свое отражение на его последней сводной геологической карте Фенноскандии, опубликованной в 1932 г. Однако ладожские образования он считал по-прежнему более древними, но при-

обретшими современный облик в результате карельского орогенеза.

Х. Вайринен (1933) на основании данных исследования карельских образований в районе г. Кайну и оз. Пиелисъярви пришел к представлению о более молодом возрасте так называемых калевийских пород по сравнению с ятулийскими, считая их образованиями, возникшими в течение одного орогенного цикла, но отделенными друг от друга несогласием. Такое представление Х. Вайринена базировалось на том, что в области г. Кайну (Северная Финляндия), в районе оз. Пиелисъярви и, наконец, у оз. М. Янисъярви, т. е. во многих местах карельской сланцевой зоны им было установлено, что калевийские образования залегают с перерывом на ятулийских кварцитах, диабазов и древних гранитах. В основании калевийских толщ во многих местах в районе оз. Пиелисъярви и южнее, в том числе и на берегу оз. М. Янисъярви у хут. Партанен известны конгломераты с галькой ятулийских пород. На основании вышеперечисленных фактов, Х. Вайринен отнес сланцы и филлиты района оз. М. Янисъярви к калевийским образованиям более молодым, чем ятулийские. Однако гнейсы и сланцы северного побережья Ладожского озера рассматривались им как отложения более древней ладожской формации. Границы между ладожскими и калевийскими образованиями Х. Вайринен предположительно установил в районе массива Кааламо.

В 1946 г. район пос. Вяртсиля — ст. Маткаселья был закартирован в масштабе 1:100 000 А. А. Миндлиной (1947ф). Последняя в своих представлениях в общем придерживалась стратиграфической схемы Х. Хаузена. Однако толщу кварцитов и филлитов островов Контиосари, Ниннисари, мыса Питкяниеми и кварцитов мыса Корканиеми, относимую Х. Хаузеном к ятулию, она считала ладожскими образованиями. Конгломерат о. Контиосари А. А. Миндлина рассматривала как внутрiformационный.

К ятулийской формации ею отнесены только кварцито-песчаники и базальные образования. Все остальные породы, включая доломито-сланцевую толщу, расположенные от них к юго-западу, ею рассматриваются в качестве образований ладожской формации. В составе последней снизу вверх выделены: порфиروبластические амфиболиты, амфиболовые скарны, филлитовидные сланцы, известняки, кварциты, биотитовые и ставролит-биотитовые сланцы. Ятулийская формация А. А. Миндлиной рассматривалась как более молодая, трансгрессивно залегающая на породы ладожской формации. Контакт между ними устанавливается по интрузии метадиабазов к западу от оз. Кухиласлампи. К ладожским образованиям отнесены все породы северо-восточного побережья оз. М. Янисъярви до мыса Корканиеми включительно, породы мыса Питкяниеми, о. Контиосари и других мелких островов на оз. М. Янисъярви.

В 1947 г. на территории листа была проведена комплексная геологическая съемка масштаба 1:200 000 Пятым геологическим управлением (Валуев, 1948ф).

В течение 1951—1953 гг. в районе Северного Приладожья детальные работы вел Н. Г. Судовиков, исследовавший также отдельными маршрутами и территорию листа Р-36-ХIII. Результаты этих работ Н. Г. Судовиковым опубликованы в 1954 г. Н. Г. Судовиков, изучая процессы метаморфизма, приходит к выводу о единстве ладожской формации начиная с гнейсов, развитых на берегах Ладожского озера, до сланцев юго-западного побережья оз. М. Янисъярви — обачно относимых некоторыми финскими геологами к калевию. Основываясь на глубоком метаморфизме пород ладожской формации, развитых в юго-западной части Северного Приладожья, и на данных определения абсолютного возраста послеладожских пегматитов, Н. Г. Судовиков все породы ладожской формации относит к верхнему архею.

В 1954—1955 гг. зона контакта ятулийских и ладожских образований района оз. М. Янисъярви была закартирована в масштабе 1:25 000 (Лобанов, Кицул, Иванова, 1956ф). По представлениям Лобанова и др. (1956ф), в данном районе породы древней ладожской формации надвинуты на более молодые отложения ятулийской формации. Ятулийские образования, представленные кварцито-песчаниками и конгломератами, отлагались в передовом прогибе, заложенном в период обращения ладожской зоны в складчатую область. Разрывные и глыбовые движения масс гнейсо-гранитов, последовавшие за фазой послеладожских складкообразовательных движений, нарушили горизонтальное залегание ятулийских осадочных образований. В результате последние оказались зажатыми в виде моноклинали между гнейсо-гранитами и ладожскими слюдястыми образованиями.

На территории соседнего листа Р-36-ХIV к ятулийской формации наряду с кварцито-песчаниками и конгломератами ими отнесена доломито-сланцевая толща района пос. Проланвара, состоящая из двух свит: нижней — розовых доломитов и верхней — серых доломитов (по данным Анищенко и Потрубович, доломитов и сланцев). К ладожской формации (снизу вверх) отнесены: мраморы и скарноподобные породы районов р. Вильякнйоки и ур. Линнунвара, филлитовидные сланцы, кварциты, конгломераты (по мнению указанных исследователей внутриформационные), биотитовые, ставролитовые и амфиболовые сланцы района оз. Пялкъярви.

Летом 1955 г. район оз. М. Янисъярви наряду с другими районами Карелии посетил Л. Я. Харитонов (1956ф). Результаты его наблюдений были изложены в отчете по ревизионным исследованиям стратиграфии протерозойских образований,

в котором автор приходит к выводу о более молодом возрасте ладожских образований по сравнению с ятулийскими.

В период 1948—1949 гг. и 1952—1955 гг. в районе пос. Вяртсиля — пос. Ялонвара и к западу от оз. Б. Янисъярви до пос. Латвэсюръя Северо-западным геологическим управлением (Потрубович, Анищенко) проведен большой комплекс геологических исследований. Работы велись в целях разведки Ялонварского серно-колчеданного месторождения и поисков молибденового и свинцово-цинкового оруденений. Геологическая съемка была проведена в масштабе 1:50 000 и 1:25 000, а более интересные участки изучались детальнее в масштабах 1:500 — 1:5000. Геологическая съемка сопровождалась большим объемом горно-буровых работ, шлиховым и металлометрическим опробованием. В процессе работ были составлены детальные стратиграфические разрезы для ятулийской и ладожской серий и тщательно изучена зона контакта между древними гнейсогранитами и ятулийскими образованиями, а также между породами ятулийской и ладожской серий.

Авторы отчета пришли к выводу о более молодом возрасте ладожских образований по отношению к ятулийским. Толща доломитов, филлитов и графитовых сланцев районов ур. Линнунвары, мыса Питкяниеми и р. Вельякнйоки, по их мнению, не может быть отделима от ятулийских образований, они венчают разрез ятулия. По данным бурения, в долине р. Вельякнйоки и к северу от нее, в лежащем боку интрузии метадиабазов установлена непрерывная связь в разрезе серых доломитов и графитовых сланцев с типично ятулийскими розовыми доломитами типа п-ова Кинтсинниеми и изучен непрерывный разрез на мысе Корканиеми от кварцито-песчаников к серым доломитам и филлитам.

Положение в разрезе темных кварцито-песчаников островов Контиосари и Ниннисари совсем иное, чем положение кварцито-песчаников мыса Корканиеми. В то время как первые залегают на древних гнейсо-гранитах и перекрываются доломитизированными мраморами с прослоями в нижней части разреза тех же кварцито-песчаников, вторые залегают выше мраморов и перекрываются тонколеночными филлитами, слагая основание ладожской серии.

Параллельно с геологоразведочными работами в это же время (с 1948 по 1955 гг.) партиями Западного геофизического треста в различных участках Северного Приладожья и в частности в зоне оз. М. Янисъярви и особенно в районе пос. Ялонвара были проведены геофизические работы. Их результаты наряду с материалами аэромагнитной съемки были обобщены сотрудниками этого же треста Е. Э. Поповой и Р. М. Цирульниковой и использованы для уточнения границ распространения метаморфических и изверженных пород при составлении геологической карты.

Летом 1956 г. составители настоящей записки провели специальные дополнительные маршрутные исследования в районе пос. Соанлахти — пос. Импилахти. В результате этих работ и данных предыдущих исследований, толща пород ладожской и ятулийской серий разделена на ряд свит, подсвит, местами свиты разделены на пачки. Получены дополнительные сведения о характере контакта пород ятулийской и ладожской серий.

### СТРАТИГРАФИЯ

Территория листа Р-36-ХІІІ сложена комплексом метаморфических первичноосадочных и первичномагматических образований архейского и протерозойского возраста, перекрытых прерывистым плащом четвертичных отложений.

Архейские образования представлены гнейсо-гранитами и мигматитами, являющимися основанием для пород протерозоя. Они обнажаются в северной части рассматриваемой территории и широко развиты к северу от нее, слагая краевую часть западнокарельского блока. Южнее, в пределах площади распространения так называемых ладожских образований, за пределами рассматриваемой площади, древние гнейсо-граниты на современном эрозионном срезе слагают округлой формы куполовидные окна среди более молодых пород. В пределах гнейсо-гранитных куполов известны интрузии метагаббро-диабазов и более молодых гранитов.

Протерозойские образования представлены породами парандовской, сегозерско-онежской (ятулийской) и ладожской серий. Разделение на серии принято согласно положениям Междумественной стратиграфической комиссии при ВСЕГЕИ. Оно увязано с легендой, разработанной для карт масштаба 1 : 200 000 Кольско-Карельского региона.

Зеленокаменные породы парандовской серии образуют реликтовые изоклинальные складки среди других пород западнокарельского блока. Они мигматизируются гранитами и вместе с ними перекрываются базальными образованиями ятулийской серии. В других районах Карельской АССР эти породы известны под названием нижнепротерозойских (бергаульских — Харитонов 1934ф, 1955, 1957), докарельских (Гилярова, 1948 г.), нижнекарельских (Кратц, 1955 г.), колчеданной формации (Глебова-Кульбах, 1948 г. ф) и парандовской серии (Перевозчикова, 1957; лист Р-36). В настоящее время они почти всеми исследователями рассматриваются как нижнепротерозойские образования.

Сегозерско-онежская серия, согласно представлениям большинства геологов, относится к среднему протерозою. Она известна в литературе под названием ятулийской формации. Ятулийские образования в Карельской АССР раньше было принято делить на нижний — сегозерский и верхний — онежский отделы

(Тимофеев, 1935 г.) или системы (Харитонов, 1941 г.). Финским геологом А. Метцгером (1924), исследовавшим район г. Суоярви, ятулийские образования подразделялись на три разновозрастные толщи: нижнюю кварцитовую, относимую им к эоиятулию, среднюю доломитовых мраморов — к мезоиятулию и верхнюю доломито-сланцевую — к неоятулию.

На геологической карте Р-36 (Перевозчикова, 1957) принято подразделение ятулийских образований на онежскую и сегозерскую серии по территориальному принципу. Ятулийские образования районов Онежского озера, Янисъярви, Суоярви и Туломозера, начиная с базальных конгломератов и кварцитов и кончая доломито-сланцевой толщей, отнесены к породам снежской серии. Конгломераты, кварциты и доломиты района Сегозера и прилегающих частей Центральной и Западной Карелии рассматриваются как породы сегозерской серии. Обе серии являются, по данным В. А. Перевозчиковой и К. О. Кратца, фациально отличающимися, но одновозрастными образованиями различных структурно-фациальных зон.

Новый большой фактический материал, полученный в результате бурения как в данном районе, так и в других районах Карельской АССР (район Онежского озера и оз. Суоярви) не дает основания отказаться от прежних представлений В. М. Тимофеева и А. Метцгера. Поэтому в легенде для карты масштаба 1 : 200 000 ятулийские образования рассматриваются в единой сегозерско-онежской серии (синоним ятулий) и подразделяются не на два отдела, а на три разновозрастные свиты. Для нижней из них, охватывающей базальные конгломераты, аркозы и кварцито-песчаники, принято название янгозерской свиты, по району оз. Янгозеро в Карельской АССР, где породы этой свиты развиты в наиболее полном и типичном разрезе.

Для средней свиты бурых карбонатных кварцито-песчаников, сланцев, пестроокрашенных доломитовых мраморов с характерным гематитовым оруденением принято название туломозерской свиты по оз. Туломозеру, расположенному в юго-западной части Карельской АССР, где породы этой свиты представлены наиболее полным и типичным разрезом. Наконец, породы верхней доломито-сланцевой свиты с примесью шунгитового вещества и пластами шунгита развиты на Заонежском полуострове Онежского озера, поэтому этой свите присвоено название заонежской. На рис. 1 приведены сводные стратиграфические разрезы пород сегозерско-онежской серии, составленные по данным структурно-геологического бурения по различным районам Южной Карелии (пос. Проланвара, пос. Суоярви, Туломозеро и Онежское озеро). Породы этих свит в районах Туломозера и Янисъярви несколько сильнее метаморфизованы.

На рис. 1 видим, что стратиграфические разрезы хорошо сопоставляются между собой по свитам. Однако в связи с дискуссией вопросом о принадлежности верхов разреза

Скала	Скала	Скала	Скала		Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
			Песчаная	Глинистая		
С. 1	С. 2	С. 3	С. 4	С. 5	125	Конгломераты и кварциты
С. 6	С. 7	С. 8	С. 9	С. 10	125	Алевролиты и алевролиты-филлиты с подчиненными прослоями метаморфизованных алевролитов, серых доломитов и черных графито-туфоалюмоцитовых сланцев
С. 11	С. 12	С. 13	С. 14	С. 15	265	Доломиты, иногда флогоалюмоцит-серые и темно-серые тонкозернистые, с мажорантными прослоями графитистых доломитов, туфоалюмоцитов и в основании графитовых сланцев
С. 16	С. 17	С. 18	С. 19	С. 20	42	Чередование графитовых сланцев с серицитовыми филлитами
С. 21	С. 22	С. 23	С. 24	С. 25	38	Доломиты серые
С. 26	С. 27	С. 28	С. 29	С. 30	21	Серицито-графитовые сланцы черные
С. 31	С. 32	С. 33	С. 34	С. 35	52	Доломиты серые с прослоями серицитовых и графито-серицитовых филлитов черных
С. 36	С. 37	С. 38	С. 39	С. 40	52	Переслаивание графитовых сланцев с доломитами и филлитами черными и темно-серыми
С. 41	С. 42	С. 43	С. 44	С. 45	45	Графитовые сланцы черные
С. 46	С. 47	С. 48	С. 49	С. 50	?	Металлабы
С. 51	С. 52	С. 53	С. 54	С. 55	23	Доломиты серые и темно-серые с прослоями филлитов
С. 56	С. 57	С. 58	С. 59	С. 60	52	Переслаивание доломитов и карбонатно-серицито-графитовых филлитов серых и темно-серых
С. 61	С. 62	С. 63	С. 64	С. 65	28	Доломиты светло-серые, с прослоями розовых, желто-серых, лавовых и красных
С. 66	С. 67	С. 68	С. 69	С. 70	44	Доломиты пестроцветные от розовых до красных, в основании с прослоями кварцито-песчаников, филлитов и серицито-маршистовых руд
С. 71	С. 72	С. 73	С. 74	С. 75	53	Доломиты розовые, брекчированные, в основании красные (мощ. 15,76 м) с прослоями гематито-маршистовых руд (мощ. 0,35 м)
С. 76	С. 77	С. 78	С. 79	С. 80	58	Доломиты розовые, брекчированные, в основании сиреневые с прослоями серицитовых филлитов и кварцито-песчаников
С. 81	С. 82	С. 83	С. 84	С. 85	33	Кварцито-песчаники бурые карбонатные, с прослоями доломитов и филлитов
С. 86	С. 87	С. 88	С. 89	С. 90	36	Переслаивание розовых доломитов с бурыми кварцито-песчаниками и филлитами
С. 91	С. 92	С. 93	С. 94	С. 95	41	Филлиты серицитовые с прослоями розового доломита
С. 96	С. 97	С. 98	С. 99	С. 100	68	Кварцито-песчаники бурые, карбонатные с прослоями филлитов и розовых доломитов
С. 101	С. 102	С. 103	С. 104	С. 105	150	Кварциты и кварцито-песчаники розовато-серые, мелко- и среднезернистые
С. 106	С. 107	С. 108	С. 109	С. 110	125	Кварцито-песчаники белые, среднезернистые, отсортированные
С. 111	С. 112	С. 113	С. 114	С. 115	20	Кварцито-песчаники серо-розовые, среднезернистые, неотсортированные
С. 116	С. 117	С. 118	С. 119	С. 120	225	Базальты артезиальные кварцито-песчаники, розовато-серые грубозернистые, неотсортированные, в основании конгломераты

Скала	Скала	Скала	Скала	Скала	Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
С. 121	С. 122	С. 123	С. 124	С. 125	15	Глинисто-шунгитовые, шунгито-глинистые и шунгитовые сланцы, черные и темно-серые с прослоями глинистых сланцев, доломитов и пластов металлобазы
С. 126	С. 127	С. 128	С. 129	С. 130	156	Металлабы и металлоброды
С. 131	С. 132	С. 133	С. 134	С. 135	78	Доломиты темно-серые, глинисто-карбонатные и карбонатно-глинистые сланцев, в кровле переходящие в глинистые сланцы
С. 136	С. 137	С. 138	С. 139	С. 140	197	Доломиты светло-серые и белые с прослоями розовых доломитов, кварцито-песчаников, песчано-глинистых и глинистых сланцев
С. 141	С. 142	С. 143	С. 144	С. 145	40	Доломиты пестроцветные от розовых до красных, с прослоями глинистых, песчано-глинистых сланцев, кварцито-песчаников и пластов металлобазы (мощ. 25 м)
С. 146	С. 147	С. 148	С. 149	С. 150	71	Доломиты розовые до белых с прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев
С. 151	С. 152	С. 153	С. 154	С. 155	35	Доломиты розовые до белых с прослоями глинистых и песчано-глинистых сланцев
С. 156	С. 157	С. 158	С. 159	С. 160	95	Доломиты розовые, в основании сиреневые с прослоями песчано-глинистых, карбонатно-серицитовых и глинистых сланцев, в кровле с рудными прослоями кварцито-песчаников
С. 161	С. 162	С. 163	С. 164	С. 165	46	Доломиты с прослоями песчано-глинистых сланцев бурые
С. 166	С. 167	С. 168	С. 169	С. 170	31	Кварцито-песчаники с прослоями карбонатно-глинистых сланцев, бурые
С. 171	С. 172	С. 173	С. 174	С. 175	36	Доломиты бурые брекчированные, с прослоями карбонатно-глинистых сланцев и двайтовыми металлоферритами
С. 176	С. 177	С. 178	С. 179	С. 180	375	Артезиальные кварцито-песчаники, кварцито-песчаники и кварциты с базальтовыми образованиями в основании
С. 181	С. 182	С. 183	С. 184	С. 185	5	Гнейсо-граниты

Скала	Скала	Скала	Скала	Скала	Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
С. 186	С. 187	С. 188	С. 189	С. 190	42	Доломиты серые, желтые пестроцветные
С. 191	С. 192	С. 193	С. 194	С. 195	28	Филлиты с прослоями кварцитов и доломитов
С. 196	С. 197	С. 198	С. 199	С. 200	174	Доломиты пестроцветные от розовых до красных с прослоями кварцито-песчаников, филлитов и гематито-маршистовых руд
С. 201	С. 202	С. 203	С. 204	С. 205	239	Доломиты розовые, в основании красные с прослоями филлитов
С. 206	С. 207	С. 208	С. 209	С. 210	115	Доломиты розовые, в основании сиреневые с прослоями филлитов
С. 211	С. 212	С. 213	С. 214	С. 215	46	Доломиты розовые, в основании сиреневые, с прослоями филлитов
С. 216	С. 217	С. 218	С. 219	С. 220	58	Переслаивание розовых доломитов с филлитами и кварцито-песчаниками
С. 221	С. 222	С. 223	С. 224	С. 225	43	Филлиты серые с прослоями артезиальных кварцито-песчаников и конгломератов
С. 226	С. 227	С. 228	С. 229	С. 230		Диагеногранны

Скала	Скала	Скала	Скала	Скала	Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
С. 231	С. 232	С. 233	С. 234	С. 235	100	Туфоалюмоциты, туфы и глинисто-кремнистые сланцы серо-голубые
С. 236	С. 237	С. 238	С. 239	С. 240	610	Доломиты, порфириты, мидельштейны, автобрекчии и туфоалюмоциты
С. 241	С. 242	С. 243	С. 244	С. 245	10	Туфоалюмоциты и глинисто-кремнистые сланцы
С. 246	С. 247	С. 248	С. 249	С. 250	10	Алевролитовые сланцы, туфоалюмоциты и туфоалюмоциты черные
С. 251	С. 252	С. 253	С. 254	С. 255	63	Чередование глинистых, шунгито-глинистых сланцев и доломитов черных и темно-серых
С. 256	С. 257	С. 258	С. 259	С. 260	30	Доломиты серые
С. 261	С. 262	С. 263	С. 264	С. 265	30	Переслаивание доломитов и глинистых сланцев темно-серых
С. 266	С. 267	С. 268	С. 269	С. 270	60-120	Доломиты белые, красные, розовые с кварцевыми <i>сильти</i>
С. 271	С. 272	С. 273	С. 274	С. 275	115	Доломиты пестроцветные от розовых до красных с прослоями глинистых сланцев, в кровле кварцито-песчаников и гематитовых руд
С. 276	С. 277	С. 278	С. 279	С. 280	115	Доломиты розовые, в основании сиреневые с прослоями глинистых сланцев
С. 281	С. 282	С. 283	С. 284	С. 285	115	Доломиты розовые, брекчированные, в основании сиреневые с рудными прослоями, глинистыми сланцами
С. 286	С. 287	С. 288	С. 289	С. 290		Кварцито-песчаники и глинистые сланцы бурые
С. 291	С. 292	С. 293	С. 294	С. 295		Кварцито-песчаники артезиальные, кварцевые конгломераты и базальты
С. 296	С. 297	С. 298	С. 299	С. 300		Различные конгломераты и туфоалюмоциты
С. 301	С. 302	С. 303	С. 304	С. 305		Зеленые сланцы и металлобазы бергаульских свиты

Рис. 1. Схема сопоставления сводных разрезов сегозерско-онежской (ятульской) серии по районам: Проланвара (1), Суоярви (2), Тулозера (3) и Спасской губы (4).

сегозерско-онежской серии в районе оз. М. Янисъярви к заонежской свите, верхняя свита в данной работе и на карте выделена не в качестве заонежской свиты, а как самостоятельная соанлахтинская свита, которая условно по возрасту отнесена к протерозою.

Перечисленные свиты в общем отвечают прежнему трехчленному делению ятулия, предложенному А. Метцгером (1924) для района г. Суоярви. Нижние янгозерская и туломозерская свиты по своему объему близки к сегозерскому, а верхняя свита — к онежскому отделам по номенклатуре В. М. Тимофеева (1935 г.).

Нижняя янгозерская свита на описываемой территории, как и в других районах Карелии, сложена континентальными и мелководными отложениями, средняя туломозерская свита — представлена отложениями морских фаций, а верхняя соанлахтинская свита — осадками замкнутого бассейна, обогащенными органическим — шунгитовым веществом. Накопление осадков связано с трансгрессией, имевшей направление в южной Карелии с севера на юг. Каждая новая трансгрессия захватывала все более южные районы, на что указывает непосредственное наложение более молодых осадков на древние гнейсо-граниты.

Выделяемые свиты широко развиты в Карельской АССР и на прилегающей территории Финляндии и характеризуются каждая особыми условиями осадконакопления и определенными типами пород. С ними связаны эффузивные покровы и пластовые интрузии диабазов — спилитов, приуроченные часто к одним и тем же стратиграфическим подразделениям. В породах туломозерской свиты всюду, в пределах ее развития в южной части Карелии, наблюдается маломощное (непромышленное) гематитовое оруденение.

В пределах территории листа развиты породы нижней янгозерской свиты кварцито-песчаников и соанлахтинской доломитосланцевой свиты. Они слагают узкую полосу между гнейсогранитами западнокарельского блока и породами ладожской серии и, по данным О. Н. Анищенковой и Л. Н. Потрубович, непрерывно связаны друг с другом. Базальные образования янгозерской свиты залегают на размытой поверхности западнокарельского блока. Породы соанлахтинской свиты перекрываются базальными ладожскими образованиями. Породы этих двух свит характеризуются в общем слабым метаморфизмом, в них сохранились первичноосадочные псефитовые, псаммитовые и алевритовые структуры и первичная слоистость. Общая мощность отложений достигает 2100—2350 м. По своему характеру эти образования переходные от платформенных к геосинклинальным, т. е. эпиконтинентальные.

Относительно объема, возраста и стратиграфического положения ладожской серии до сих пор среди советских геологов существуют различные представления.

Ряд исследователей Северного Приладожья (Судовиков, 1954; Миндлина, 1946ф; Лобанов, 1956ф; Кратц, 1955 и др.) в состав ладожской формации, кроме мощной толщи ритмично слонистых, ленточных филлитов, биотито-кварцевых и других сланцев и гнейсов Северного Приладожья, включают так называемую соанлахтинскую свиту карбонатных пород и филлитов района оз. М. Янисъярви, развитую в долине р. Вильяканйоки, хут. Партанен, на мысе Корканиеми, в районе ур. Линнунвары и др. Перечисленные исследователи вслед за Х. Хаузенем считают, что эта свита отделяется тектоническим контактом от собственно ятулийских кварцито-песчаников и карбонатных пород, развитых на северном побережье оз. М. Янисъярви и на п-ове Кинтсинниеми. В этой зоне тектонического контакта располагается интрузия диабазов. Указанные исследователи, относя данную свиту к ладожской серии, сопоставляют ее с питкьярантской свитой карбонатных пород, развитых на территории соседних листов Р-36-ХІХ, ХХ.

В. А. Перевозчикова на сводной геологической карте южной части Карельской АССР (лист Р-36, 1957) к ладожской серии относит толщу ритмично слоистых слюдястых и ставролитовандалузито-слюдястых сланцев. Сюда же она относит конгломераты хут. Партанен, считая их основанием разреза ладожской серии. Карбонатно-сланцевые породы соанлахтинской свиты ею отнесены к нижнепротерозойским образованиям и поставлены в легенде над породами парандовской серии, ниже тунгудско-надвоицких образований. Сюда же отнесена питкьярантская свита роговообманковых сланцев.

Другие исследователи — О. Н. Анищенкова, Л. Н. Потрубович (1956ф) и Л. Я. Харитонов (1956ф, 1957) — соанлахтинскую свиту сопоставляют также с питкьярантской свитой, но считают ее верхней частью разреза сегозерско-онежской серии. Выше пород этой свиты, венчающих ятулий, с перерывом и угловым несогласием залегают сланцы собственно ладожской серии.

Для доказательства принадлежности соанлахтинской свиты к ладожской серии А. А. Миндлина (1946ф), И. Н. Лобанов (1956ф) и другие исследователи приводят такие аргументы как 1) расположение на границе пород этой свиты и ятулийских образований интрузий диабазов; 2) принадлежность темных и светлых кварцитов мыса Корканиеми к различным по возрасту и стратиграфическому положению образованиям ятулийской и ладожской серий; 3) внутрiformационный характер конгломератов хут. Партанен (?) и о. Контисари.

О. Н. Анищенкова, Л. Н. Потрубович (1956ф) и Л. Я. Харитонов (1956ф, 1957) на основании данных бурения и горных работ, пришли к заключению, что: 1) породы соанлахтинской свиты непрерывно связаны с ятулийскими образованиями; 2) белые и темные кварциты мыса Корканиеми принадлежат к одной толще, так как в горных выработках и в обнажениях



установлен непосредственный переход одних пород в другие; 3) тектонический разлом, по которому могла внедриться интрузия диабазов, не меняет стратиграфических соотношений между соанлахтинской свитой и другими породами ятулийской серии, так как этот разлом проходит внутри пород соанлахтинской свиты; 4) конгломераты хут. Партанен, о. Контиосари и ур. Линнунвары несогласно залегают на породах соанлахтинской свиты, содержат гальку пород этой свиты и выше по разрезу сменяются ладожскими сланцами, т. е. являются базальными образованиями ладожской серии.

При детальном геологическом картировании района оз. М. Янисъярви О. Н. Анищенковой и Л. Н. Потрубович составлена пластовая карта, на которой отчетливо видны структурные взаимоотношения между развитыми здесь породами и установлена нормальная последовательность залегания пород. При этой детальной работе были исправлены некоторые неточности, допущенные предшествовавшими исследователями (мыс Корканиemi, о. Контиосари и т. д.).

Относительно возраста пород собственно ладожской серии и ее стратиграфического положения существуют также различные представления.

Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенкова (1956ф), а также Л. Я. Харитонов (1956ф, 1957) рассматривают ладожскую серию как образования, занимающие более высокое стратиграфическое положение по сравнению с породами ятулийской серии и относят ее к среднему протерозою. Этот вывод сделан на основании несогласного залегания ладожских базальных образований на доломито-сланцевой толще соанлахтинской свиты, имеющей, по их данным, непрерывную связь с бесспорно ятулийскими доломитами типа доломитов п-ова Кинтсинниemi. Кроме того, ими встречена галька графитовых сланцев соанлахтинской свиты среди базальных ладожских образований.

Ввиду различных трактовок стратиграфического положения ладожской серии и учитывая, что представление Н. Г. Судовикова о архейском возрасте ладожской серии большинством геологов не разделяется, по предложению редактора карты Л. Я. Харитонova в данной работе ладожская серия и спорная доломито-сланцевая соанлахтинская свита рассматриваются условно в составе протерозойских образований ближе неопределенных, но бесспорно более древних, чем верхнепротерозойские (иотнийские).

Породы ладожской серии слагают юго-западную часть описываемого листа.

Ладожская серия снизу вверх представлена: 1) свитой контиосари, состоящей из кварцитов и базальных конгломератов; 2) свитой наатселькя, сложенной сланцами; 3) свитой пялкярви, состоящей из ставролитовых, андалузитовых и других высоко-

глиноземистых сланцев; 4) свитой илола, образованной кварцитами и карбонатсодержащими сланцами. Для пород всех перечисленных свит и особенно для двух средних характерно ритмичное строение, выраженное в наличии ленточной слоистости. Тонкие первичноглинистые слои чередуются с несколько более толстыми (мощными) первичноалевролитовыми и песчаными прослоями. В пределах территории листа эти первичнопесчано-алевролитоглинистые породы представлены метаморфическими эквивалентами — микросланцами с довольно хорошо сохранившимися реликтами псаммитовых и алевритовых структур, филлитами и метаморфизованными алевролитами. Мощность ладожской серии составляет приблизительно 4500 м. Большая мощность и флишевый характер толщи наряду со значительным метаморфизмом пород, усиливающимся к юго-западу, позволяют породы этой серии относить к геосинклинальным образованиям.

#### АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

**Гнейсо-граниты и другие образования ( $\gamma_1A$ ).** Архейское основание, на котором откладывались сегозерско-онежские образования, представляет сложный неоднократный комплекс. В составе его наряду с гнейсовидными гранитами (гнейсо-гранитами) и гранодиоритами, по-видимому, имеющими магматический генезис, отмечаются реликты седиментогенных гнейсов и мигматитов. Эти породы не могут быть расчленены.

Олигоклазовые гнейсо-граниты и связанные с ними гранодиориты и мигматиты архея сосредоточены в северо-восточной части описываемого района. Верхняя стратиграфическая граница распространения их устанавливается достаточно четко. На северо-восточном берегу оз. М. Янисъярви они перекрываются базальными конгломератами и кварцитами янгозерской свиты, в районе оз. М. Янисъярви — пос. Вяртсиля — р. Юуванйоки срезаются протерозойскими метагаббро-диабазами, прорывающимися ятулийские кварцито-песчаники. На северном берегу оз. М. Янисъярви между гнейсо-гранитами и протерозойскими образованиями соанлахтинской зоны Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенковой (1956ф) закартировано довольно крупное тело нижнепротерозойских плагиомикроклиновых гранитов. Северная граница распространения гнейсо-гранитов неясна.

Последними работами Е. М. Михайлюк (1957ф) установлено, что на площади смежного листа Р-36-XIV широко развиты осадочно-эффузивные образования и прорывающие их диориты, гранодиориты и граниты нижнего протерозоя, среди которых только местами сохраняются реликты архейского гнейсо-гранитного фундамента. По-видимому, такой же сложный неоднородный комплекс представляют гранитоиды юго-восточной части описываемой территории.

Гнейсо-граниты и связанные с ними гранодиориты архея представляют светло-серые, серые или желтовато-серые неравномернозернистые породы с отчетливой плоско-параллельной текстурой, обусловленной закономерной ориентировкой биотита. Почти повсеместно среди них встречаются небольшие зоны, обогащенные слюдой, очевидно являющиеся не полностью ассимилированными ксенолитами древнейших гнейсов или амфиболитов. Гнейсовидность, преимущественно ориентированная в северо-западном направлении с падением на юго-запад под углом 60—80°, в зоне контакта с осадочно-эффузивными образованиями протерозоя местами отклоняется до широтной и северо-восточной, давая отчетливые структуры приспособления архейского основания к складчатым структурам перекрывающих протерозойских толщ. Здесь же хорошо выражена система разломов северо-западного направления, обычно залеченных жилами пегматитов или дайками метадиабазов и метагаббро-диабазов.

Гнейсо-граниты и связанные с ними гранодиориты архея в большинстве случаев в той или иной степени мигматизированы розовым аплитовидным или пегматоидным плагиоми-кроклиновым гранитом. Изредка инъекционный материал имеет состав гранодиорита. Интенсивность процессов мигматизации закономерно возрастает вблизи гранитных тел, в частности в зоне контакта с гранитами северного побережья оз. М. Янисъярви. Господствующим морфологическим типом являются послонные мигматиты. Подчиненную роль играют пятнистые и порфиробластические разновидности, текстура которых обусловлена характером распределения новообразованного микроклина.

Относительно слабо мигматизированные гнейсо-граниты архея типично представлены на участке к северо-западу от мыса Корканиemi (оз. М. Янисъярви). Это среднезернистые породы с гранобластической или порфиробластической структурой, в основном состоящие из олигоклаза или олигоклаз-андезина, в той или иной степени загрязненного серицитом. В подчиненном количестве в породе присутствует кварц, частично первичный, обычно несколько катаклазированный, частично вторичный, приуроченный к плоскостям гнейсовидности и биотит, содержание которого колеблется в пределах 5—10%. Из вторичных минералов встречаются: серицит, соссюрит, кальцит, хлорит; из аксессуарных: рудный минерал, сфен, апатит, изредка циркон и ортит. В зонах мигматизации в изменяющемся количестве появляется микроклин, как правило, имеющий типичное мезостатическое развитие. Содержание его местами достигает 30—40%. Обычно на границе зерен калиевого полевого шпата и олигоклаз-андезина появляется кайма альбита или прерывистая оторочка мирмекита.

## ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На территории листа, как уже было выше сказано, протерозойские образования представлены тремя сериями пород: парандовской, сегозерско-онежской (ятулийской) и ладожской. Породы парандовской серии отнесены к нижнепротерозойской подгруппе. Сегозерско-онежская серия, представленная янгозерской свитой, выделена в среднепротерозойскую подгруппу, а ладожская серия и соанлахтинская свита в связи с различным толкованием их стратиграфического положения отнесены к нижней или средней протерозойским подгруппам (Pt<sub>1-2</sub>).

### Нижнепротерозойская подгруппа

Нижнепротерозойские образования на описываемой территории выделены впервые и при том условно для увязки с листом P-36-XIV. Породы представлены соанварской свитой парандовской серии (Pt snv). Они имеют ограниченное распространение среди гнейсо-гранитов и гранитов, слагающая часть толщи амфиболовых и кварцево-амфиболовых сланцев с прослоями первично-осадочных кварцево-биотитовых сланцев и метаморфизованных аркозовых кварцито-песчаников, а также сланцеватых и порфиробластических амфиболитов, развитых главным образом на площади листа P-36-XIV, интенсивно мигматизированных нижнепротерозойскими гранитами.

### Нижняя, средняя протерозойские подгруппы

Породы янгозерской свиты сегозерско-онежской (ятулийской) серии вместе с породами соанлахтинской свиты на территории описываемого листа P-36-XIII и в пределах территории листа P-36-XIV прослеживаются от пос. Вяртсиля на северо-западе, до пос. Ялонвара на юго-востоке. Этими породами сложена северо-восточная, так называемая соанлахтинская полоса пород протерозоя, выраженная в рельефе в виде гряды.

Эти же породы к юго-востоку продолжают вдоль границы западнокарельского блока архея, образуя туломозерский и онежский синклиналии. В северо-западном направлении, на территории Финляндии, они прослеживаются в район оз. Пиеллиъярви. Как показал Х. Вайринен (1933), там они подстилают калевийские образования и сами залегают на более древних образованиях вплоть до архейских гнейсов-гранитов. В пределах западнокарельского блока, за пределами территории листа, сегозерско-онежские породы слагают изолированные реликтовые пологие синклиналии структуры, залегающие на древних гнейсо-гранитах и на нижнепротерозойских породах.

В пределах описываемой соанлахтинской полосы (листы P-36-XIII, XIV) породы сегозерско-онежской серии вместе

12619

с соанлахтинской свитой слагают усложненное более мелкой складчатостью северо-восточное крыло Кухиласварской синклинальной складки. Падение пород в крыле юго-западное, т. е. породы сегозерско-онежской серии падают под породы ладожской серии. На северо-востоке, вдоль более древних образований развита нижняя кварцито-песчаниковая янгозерская свита с базальными образованиями в основании. Вверх по разрезу, т. е. юго-западнее, она сменяется средней туломозерской свитой пестрых доломитов и сланцев, которая развита только в центральной части зоны. По данным составителей записки, разрез венчается филлитами, графитовыми сланцами и тонкозернистыми доломитами (с прослоями туфосланцев) соанлахтинской свиты.

Наиболее полно разрез описываемых образований представлен в центральной части соанлахтинской полосы, за восточной границей площади листа. Там развиты все свиты этой серии. По направлению на северо-запад, т. е. в пределах территории описываемого листа, а также к юго-востоку, средние части разреза постепенно выклиниваются и на флангах полосы соанлахтинская филито-сланцевая свита с доломитами непосредственно залегает на нижней янгозерской кварцито-песчаниковой свите, переслаиваясь с ней в контакте, что вероятно связано с фациальным выклиниванием нижних свит. Мощность всей серии, включая соанлахтинскую свиту, составляет 2100—2350 м.

На территории листа Р-36-ХІІІ представлены нижняя янгозерская свита кварцито-песчаников, которая всеми исследователями относится к сегозерско-онежской серии, и соанлахтинская свита, которая условно отнесена к протерозою нижнему или среднему.

**Породы янгозерской свиты**, прослеживаясь вдоль контакта с древними гнейсо-гранитами, слагают в основном Кухиласварскую синклиналь. В центральной части полосы они представлены обычными для разреза ятулийских отложений светлыми аркозовыми кварцито-песчаниками, кварцито-песчаниками, кварцитами и базальными образованиями средней мощностью 750—850 м. В центральной части полосы на участке от пос. Вяртсиля до мыса Корканиеми, где мощность свиты значительно уменьшается, породы переходят в темно-серые и почти черные разновидности, в наиболее узкой ее части переслаиваясь с графитистыми филлитами.

Переход темных кварцито-песчаников в светлые отчетливо прослеживается к северу от мыса Корканиеми в замыкающейся части Кухиласварской синклинали. Здесь в расчистках наблюдалось перекрытие черных кварцитов и светлых кварцито-песчаников нижней подсвиты белыми кварцито-песчаниками средней подсвиты янгозерской свиты. Переход темных кварцито-песчаников нижней подсвиты янгозерской свиты в белые кварцито-песчаники средней подсвиты постепенный и выражается

в появлении в верхах черных кварцито-песчаников прослоев белых (до 0,5 м), а на границе между ними характерно наличие промежуточного слоя грязно-серого кварцито-песчаника. Такой характер контакта исключает всякое другое толкование этого разреза, кроме того, что черные и белые кварциты нижней и средней подсвит являются частями единого непрерывного разреза.

Наиболее полный разрез светлых кварцито-песчаников и кварцитов наблюдается в районе д. Кухиласвара и оз. Кухиласлампи. Из разрезов видно, что янгозерская свита представлена снизу вверх тремя подсвитами. Внутри подсвит выделяются пачки, переходы между которыми очень постепенные. В пределах всего разреза снизу вверх в кварцито-песчаниках наблюдается уменьшение крупности зерна.

1. Нижняя подсвита ( $Pt_2j_{п1}$ ) состоит из трех пачек: а) нижней, сложенной базальными образованиями: аркозами, базальными сланцами и микроконгломератами; б) средней, представленной плохо отсортированными аркозовыми, грубозернистыми метаморфизованными песчаниками и в) верхней, состоящей из неравномернозернистых кварцито-песчаников. Мощность подсвиты 300—350 м.

Для пород всех трех пачек характерна в общем плохая сортировка материала, слабо выраженная слоистость и наличие прослоев кварцевых конгломератов. В них преобладает неравномернозернистый угловато окатанный обломочный материал. Породы характеризуются светлой окраской от серого до серо-розового и розового цвета.

а) В нижней плохо обнаженной пачке преобладает грубообломочный материал, представленный базальными сланцами, развитыми над корой выветривания, метаморфизованными гравелитами с обломками полевых шпатов и редкими гальками кварца и кварцита, грубозернистыми аркозовыми песчаниками и, вероятно, мелкогалечными конгломератами. Все эти породы по простиранию, фациально замещая друг друга, прослеживаются в юго-восточном направлении на площади соседнего листа Р-36-ХІV, где кроме того широко развиты базальные конгломераты.

Базальные образования на описываемой территории залегают на древних гнейсо-гранитах и связанных с ними мигматитах, а на площади соседнего листа (Р-36-ХІV)— на породах нижнепротерозойской подгруппы и на прорывающих их гранитах.

Базальные полевошпатовые кварцито-песчаники и гравелиты представлены почти неотсортированными породами с большим количеством обломков микроклина, кислого плагиоклаза, мелкими галечками кварца и единичными обломками карбонатных пород; структура бластоцефитовая. В них в ряде участков встречены крупные, глыбообразной формы, включе-

ния, светло-серых серицито-кварцевых и кварцево-серицитовых сланцев, с разной ориентировкой сланцеватости.

б) Средняя пачка отличается от нижней пачки базальных аркозов несколько лучшей сортировкой материала и пониженным содержанием полевого шпата. В ней перемежаются грубо- и среднезернистые аркозовые кварцито-песчаники с прослоями полевошпатово-кварцевых гравелитов. Это серые и розовато-серые неравнозернистые породы с размером зерен 0,5—3 мм. В пачке преобладают грубозернистые аркозовые кварцито-песчаники с размером зерен 1—2 мм. В состав породы входят преимущественно угловатые и слабо окатанные обломки и зерна кварца, микроклина, кислого плагиоклаза и редкие обломки кварцита, сцементированные серицитом и мелкими зернами кварца. Цемент обычно 15—20, реже достигает 30%. Иногда в нем присутствуют плагиоклаз, хлорит, рудные минералы и акцессорные: апатит, циркон, турмалин и монацит. Содержание зерен полевого шпата в различных прослоях колеблется от 20 до 50%. Структура породы blastopсаммитовая, а в гравелитах blastopсефитовая.

в) Верхняя пачка представлена более мелкозернистыми кварцито-песчаниками. Здесь преобладают среднезернистые разновидности с размером зерен от 0,25 до 0,5 мм, с единичными зернами, достигающими 1,0 мм. В отдельных редких прослоях встречаются полевошпатовые кварцито-песчаники с незначительным содержанием кислого плагиоклаза (до 15%). Порода состоит из угловато окатанных, реже окатанных зерен кварца, сцементированных мелкозернистым кварцем и серицитом. Цемент составляет 15—20%. Структура blastopсаммитовая. Окраска пород верхней пачки мало отличается от цвета подстилающих пород, изменяясь от серого, розовато-серого до светло-розового и, реже желтоватого цвета. Местами наблюдается слоистость.

2. Средняя подсвета (Ptjn<sub>2</sub>). На нижней подсвете с довольно резкой границей залегает средняя подсвета белых среднезернистых сахаровидных кварцито-песчаников. Мощность этой подсветы меняется от 0 до 200 м. Наиболее обычная мощность 150 м. Белые кварцито-песчаники прослеживаются от мыса Корканиеми, к югу от д. Кухиласвара вдоль северо-восточного побережья оз. М. Янисъярви до восточной границы территории листа. По простираению они обнажены на значительном расстоянии. В верхней части разреза подсветы в белых сахаровидных кварцито-песчаниках появляются прослойки и пятна малиновых кварцито-песчаников. Для кварцито-песчаников данной подсветы характерен однородный кварцевый состав, белая окраска и значительно лучшая сортировка обломочного материала по сравнению с другими кварцито-песчаниками. Зерна кварца молочно-белые и водяно-прозрачные, часто хорошо окатаны. Слоистость обусловлена чередованием про-

слоев с различной крупностью зерна: мелкозернистые кварцито-песчаники (0,1—0,3 мм) переслаиваются со среднезернистыми (0,3—0,5 мм) и с редкими прослоями грубозернистых кварцито-песчаников. Порода характеризуется сравнительно хорошей сортировкой материала и незначительным количеством цемента. Преобладают хорошо окатанные зерна кварца с размером 0,2—0,5 мм. Промежутки между зернами выполнены тонкими чешуйками серицита. В подчиненном количестве содержится кварц и иногда акцессорные минералы — турмалин, монацит, рудный минерал. Цемент составляет всего 15—20% относительно всей массы породы. Структура blastopсаммитовая, участками измененная до гранобластовой.

3. Верхняя подсвета (Ptjn<sub>3</sub>) сложена кварцитами и более мелкозернистыми кварцито-песчаниками, по цвету мало отличающимися от пород нижней подсветы. В ней можно выделить две пачки: нижнюю и верхнюю. Мощность подсветы 300—350 м.

а) Нижняя пачка пород прослежена в ядре Кухиласлам-пинской синклинальной складки, к западу от оз. Кухиласлампи. Здесь преобладают светло-серые мелко- и среднезернистые кварцито-песчаники, в основании разреза с прослоями белых кварцито-песчаников. Иногда встречаются прослойки светло-розовых кварцито-песчаников, которые выше по разрезу переходят в пятнистоокрашенные разновидности. Порода состоит из эластических зерен и цемента. Зерна представлены кварцем угловато окатанной и хорошо окатанной формы, размером 0,2—0,5 мм и реже, 1—1,2 мм в диаметре. Цемент, составляющий 20—30% от породы, имеет кварцево-серицитовый или чисто серицитовый состав; он местами окрашен окислами железа. Из акцессорных минералов встречаются рудные и монацит. Структура blastopсаммитовая, местами измененная до гранобластовой.

б) Верхняя пачка мелкозернистых кварцито-песчаников и кварцитов на описываемой площади установлена в одном обнажении в замке Кухиласлам-пинской синклинальной складки. Ее разрез детально изучен по скв. 111, расположенной на территории листа Р-36-ХIV. Она сложена мелкозернистыми (0,15—0,2 до 0,5 мм) плотными розовыми и реже серо-розовыми кварцитами и кварцито-песчаниками с единичными зернами размером 1,0—1,5 мм, иногда стекловатого облика. Кварцито-песчаники характеризуются blastopсаммитовой структурой. Они состоят из окатанных и угловато окатанных зерен кварца, сцементированных серицитом и мелкозернистым кварцем, иногда содержится небольшое количество биотита, рудного минерала, турмалина и апатита. Зерна преобладают над цементом. Кварцит характеризуется гранобластовой и гетерогранобластовой структурами с реликтами псаммитовой. Он состоит из угловатых и неправильных зубчатых зерен кварца, то непосредственно

прилегающих друг к другу, то отделенных друг от друга едва заметной прослойкой серицита, окислов железа и мелкозернистого перекристаллизованного агрегата кварца. Из акцессорных минералов присутствуют рудный, апатит, циркон, монацит.

В наиболее полных разрезах темные кварцито-песчаники и аркозы представлены тремя пачками: нижней — базальных образований, средней — существенно полевошпатовых гравелистых кварцито-песчаников и верхней — мелко- и среднезернистых кварцито-песчаников и кварцитов. Литолого-петрографический состав их очень мало отличается от литолого-петрографического состава светлых кварцито-песчаников. Они, вероятно, соответствуют нижней подсвите янгозерской свиты, но не исключена возможность, что нижняя и средняя пачки соответствуют нижней подсвите, а верхняя пачка — верхней подсвите янгозерской свиты с выпадением из разреза средней ее подсвиты. Кварцито-песчаники нижней пачки состоят из зерен кварца и кварцита, средней пачки из зерен кварца, микроклина и олигоклаза, верхней пачки — кварца. Крупность зерна меняется от 0,2—1,0 мм в нижней и средней пачках до 0,1—0,5 мм, с единственными зернами 1,5—2,5 мм, в верхней пачке. Зерна сцементированы мелкозернистым кварцем, серицитом, биотитом и графитом. Количество кварца наименьшее в средней пачке; количество цемента меняется от 30—45% в нижней и средней пачках до 15—25% в верхней пачке. Структура бластопаппистовая до гранобластовой в верхней пачке, где порода перекристаллизована вместе с цементом.

Нижняя пачка залегает на коре выветривания гнейсо-гранитов. Верхняя пачка переслаивается с филлитами и доломитами соанлахтинской свиты. По мнению К. О. Кратца, в этой части разреза можно провести тектонический разлом между ладожской и ятулийской сериями.

Разрез темно-серых кварцито-песчаников от мыса Корканиеми вдоль побережья оз. М. Янисъярви в направлении пос. Вяртсиля становится менее полным, мощность его значительно уменьшается от 200 до 50 м. Здесь уже в нижней его части, вблизи с гнейсо-гранитами в кварцито-песчаниках появляются прослои филлитов. Темные кварцито-песчаники сменяются пачкой тонко прослаивающихся темно-серых кварцито-песчаников, филлитов и серицито-графитовых сланцев, и затем пачкой филлитов с прослоями карбонатных сланцев и доломитов.

Для разреза свиты темных кварцито-песчаников, типично представленных на мысе Корканиеми, характерно широкое развитие, среди них мелкогалечных кварцевых конгломератов и косой слоистости, указывающих на образование осадков в условиях мелководья при частых колебаниях уровня моря. Наличие графита свидетельствует о существовании в этом бассейне орга-

нической жизни. Присутствием графита темные кварцито-песчаники отличаются от светлых кварцито-песчаников.

Породы соанлахтинской свиты представлены филлитами, графитовыми сланцами, алевролитовыми филлитами и серыми тонкозернистыми доломитами (мраморами). Они прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простирания в центральной части территории листа Р-36-ХІІІ и в юго-западной части площади листа Р-36-ХІV. В пределах описываемого района соанлахтинская свита обнажена в районе ур. Линнуувара, вдоль юго-западного и отчасти северо-восточного берега оз. М. Янисъярви до мыса Корканиеми и далее в виде двух параллельных полос прослеживается вдоль оз. Кухиласлампи, в заливе мыса Питкяниеми и на северном берегу о. Конттиосари в крыле антиклинальной складки.

Продолжение этой последней полосы наблюдается по юго-западному берегу оз. М. Янисъярви, у хут. Партанен, и на территории соседнего листа в долине р. Вельяканийоки. Ширина полосы изменяется от 500 до 2500 м. Максимальная ее мощность наблюдается в центральной части описываемого района. В пределах всей соанлахтинской зоны породы соанлахтинской свиты (по данным Л. Н. Потрубович, О. Н. Анищенко и Л. Я. Харитоновой) трансгрессивно залегают на различных горизонтах туломозерской (лист Р-36-ХІV) и янгозерской (листы Р-36-ХІІІ, ХІV) свит и перекрываются базальными слоями свиты конттиосари ладожской серии.

Верхний контакт доломитов и филлитов соанлахтинской свиты с базальными слоями свиты конттиосари ладожской серии обнажен в ряде мест в районе оз. М. Янисъярви. В конгломератах ладожской серии встречаются гальки графитовых сланцев и других пород, которые, по данным вышеупомянутых исследователей, принадлежат к соанлахтинской свите. Последняя, по мнению составителей записки, образует единый непрерывный разрез с нижележащими свитами ятулийской серии — в центральной части зоны с розовыми доломитами, а в краевых ее частях с темными кварцито-песчаниками. На территории листа Р-36-ХІІІ такой непрерывный разрез наблюдался на мысе Корканиеми, где темные кварцито-песчаники в верхней части разреза переслаиваются с филлитами и доломитами. В юго-западной части мыса Корканиеми филлиты появляются в нижней части свиты кварцито-песчаников, т. е. разрез фациально изменяется по простиранию. На соседнем о. Ниинисари отмечено продолжение разреза вкрест простирания пород. На острове на серых доломитах залегают темно-серые кварциты и затем тонкогенточные первично алевролитоглинистые образования с прослоями кварцитов (свита конттиосари).

На площади соседнего листа Р-36-ХІV ятулийские кварцито-песчаники, переслаивающиеся с графитистыми филлитами и графитовыми сланцами соанлахтинской свиты, наблюдались в рай-

оне пос. Ялонвары в скв. 42. В центральной части зоны развития ятулийских пород филлиты, графитистые филлиты и серые доломиты соанлахтинской свиты известны по обе стороны от кулисообразно расположенных тел метадиабазов. На северо-востоке, как установлено данными бурения, они переслаиваются с розовыми доломитами туломозерской свиты, залегающей на них; на юго-западе на них в свою очередь налегают ладожские кварциты и конгломераты, в которых встречены гальки графитовых сланцев.

На юго-западе, за пределами описываемого района, карбонатные породы, перемежающиеся с роговообманковыми сланцами, выделены в качестве питкярантской свиты, которая залегает там на древних гнейсо-гранитах и без видимого несогласия перекрывается породами ладожской серии. Породы соанлахтинской свиты хорошо коррелируются с породами упомянутой выше питкярантской свиты.

Соанлахтинскую свиту снизу вверх можно подразделить на четыре подсвиты: 1) филлито-доломитовую, 2) доломито-филлито-сланцевую, 3) доломитовую и 4) подсвиту алевролитовых филлитов.

Породы соанлахтинской свиты в северо-западной части полосы своего распространения на описываемой территории несколько отличаются от таковых, развитых в юго-восточной ее части (проланварский разрез, лист Р-36-ХIV), где в разрезе, особенно во второй подсвите, широко распространены черные графитовые сланцы (рис. 2). На разрезе, составленном в районе р. Вельякайюки — пос. Проланвара, отмечается интрузия метадиабазов, отсутствующая в соседнем районе. В остальном разрезе очень близки. На описываемой площади графитовые сланцы прослеживаются у мыса Питкяниеми, где на них залегает нижний пласт кварцитов свиты контиосари, относящийся уже к ладожской серии. Северо-западнее, в районе мыса Корканиеми, характер разреза несколько изменяется: в доломитах и особенно в филлитах второй и четвертой подсвиты уменьшается количество графитового материала. В толще доломитов широко развиты тремолитовые и графито-тремолитовые скарны. Их образование, вероятно, связано с интрузивами метагаббро-диабазов, присутствующими в этой зоне в большом количестве.

Наиболее полно и типично разрез соанлахтинской свиты на территории листа Р-36-ХIII представлен в районе ур. Линнунвара; породы соанлахтинской свиты прослеживаются вдоль обоих берегов оз. М. Янисъярви вплоть до мыса Корканиеми и островов Ниннисари и Конттиосари, причем на последних обнажается только часть разреза этой свиты.

Первая подсвита ( $Pt_{1-2}snl_1$ ) представлена мелкозернистыми грязно-серыми метаморфизованными графитистыми доломитами с редкими прослоями кальцитовых мраморов, графито-карбонатных сланцев и графито-слюдистых филлитов. Она

обнажена вдоль северо-восточного берега оз. М. Янисъярви и с небольшими перерывами прослеживается на юго-восток, вплоть до мыса Корканиеми, и, далее к северу от него, в проливе оз. Кухиласлампи. Породы этой подсвиты только на небольшом протяжении, в районе ур. Линнунвара, прослеживаются по юго-западному берегу оз. М. Янисъярви. Нижняя подсвита отделена от древних гнейсо-гранитов маломощной пачкой кварцито-песчаников. Непосредственный контакт карбонатных пород и сланцев с кварцито-песчаниками наблюдается только на мысе Корканиеми. В центральной части полосы распространения пород подсвиты последние отделены от древних гнейсо-гранитов заболоченной низиной шириной от 50 до 100 м. Мощность подсвиты около 500 м. Ниже приводим сводный разрез (снизу вверх):

1. Тонколеночные серые метаморфизованные доломиты и белые мраморизованные известняки, в низах с редкими прослоями графито-карбонатных сланцев; мощность слоев от 1 мм до 0,5 см	100—120 м
2. Филлиты темно-серые	35—40 „
3. Пачка переслаивающихся серых доломитовых мраморов, графито-карбонатных сланцев и филлитов. Мощность прослоев от 2 см до 0,5 м	70 „
4. Пачка переслаивающихся графито-карбонатных сланцев с доломитовыми мраморами, филлитами и скарнами	185 „
5. Доломиты с прослоями известняков и скарнов около	100 „

Темно-серые мелкозернистые метаморфизованные доломиты, имеющие преобладающее развитие в этом разрезе, характеризуются мелкозернистой мозаичной структурой. Они состоят из мелких (0,02—0,05 реже 0,1 мм) ромбоэдров доломита и количественно подчиненных ему зерен кальцита. Местами и в небольшом количестве в породе содержатся: графит, кварц, рудный минерал. В скарнированных разновидностях в том или ином количестве присутствуют тремолит и флогопит.

Белые мраморовидные известняки, состоящие в основном из кальцита, отличаются от доломитов несколькими большими разрезами зерен (0,1—0,3 мм). Второстепенные минералы в них те же, что и в доломитах. Структура породы гранобластовая, местами мраморовидная.

Прослой графито-карбонатных сланцев имеют сланцеватую текстуру и микрогранобластовую структуру. Они состоят из мелких зерен доломитов, кальцита (0,05—0,07 мм) и тончайших чешуек графита, выполняющего промежутки между зернами и частично включенного в последние.

Прослой графито-слюдистого филлита состоит из микрокристаллических зерен кварца, тончайших чешуек флогопита и графита (менее 0,01 мм) и единичных алевритовых частиц кварца. В качестве примеси содержатся рудный минерал и рутил. Структура породы микролепидогранобластовая с реликтами алевропелитовой.



Группа Света	ПОДСВЕТА		Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
	Подсвета	Индекс		
	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс		
НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТРЕЗОВИСКАЯ СОАХТИНСКАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Конгломераты ладожские
				Алевритовые и алевритистые филлиты с подчиненными прослоями метаморфизованных алевролитов и черных графито-тремолитовых сланцев в нижней и верхней частях разреза
				Доломиты, иногда флоголитовые, темно-серые, мелкозернистые, местами скарнированные (с тремолитом) с редкими прослоями графитистых доломитов, в верхней части разреза с пачками графито-тремолитовых сланцев и темно-серых тремолитовых сланцев с графитом (1, 2, 3)
				Графито-карбонатные сланцы (3)
				Графито-биотитовые темно-серые филлиты, с прослоями графито-карбонатных сланцев, черных доломитов, известняков и сланцев (2)
				Графитовые сланцы черные (1)
				Пачка доломитов с прослоями известняков и сланцев (5)
				Пачка переслаивания графито-карбонатных сланцев с доломитовыми мраморами, филлитами и сланцами (4)
				Пачка переслаивания серых доломитовых мраморов, графито-карбонатных сланцев и филлитов (3)
				Пачка темно-серых филлитов (2)
ПЕРВАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Пачка тонколеночных серых доломитов и белых известняков с прослоями графито-карбонатных сланцев мощностью до 0.5 м (1)
				100
				120
				150
ВТОРАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Гиссо-граниты и мигматиты
				100

Группа Света	ПОДСВЕТА		Мощность в м	ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД
	Подсвета	Индекс		
	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс		
НИЖНЕ-СРЕДНЕПРОТРЕЗОВИСКАЯ СОАХТИНСКАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Конгломераты и кварциты
				Алевритовые и алевритистые филлиты с подчиненными прослоями метаморфизованных алевролитов, серых до темно-серых доломитов и черных графито-тремолитовых сланцев в нижней, средней и верхней частях разреза
				Доломиты иногда флогопитовые, серые, тонкозернистые, с маломощными прослоями филлитов и туфосланцев, в нижней части разреза с прослоями филлитов, графитовых сланцев и доломитов
				Чередование графитовых сланцев с серицитовыми филлитами черных и темно-серых
				Доломиты серые, мелкозернистые
				Серицито-графитовые сланцы темно-серые
				Доломиты серые, с прослоями серицитовых и графито-серицитовых филлитов, в нижней части - доломиты
				Переслаивание графитовых сланцев с доломитами и филлитами черными и темно-серыми
				Графитовые сланцы черные
				Метадиабазы и мета-габбро-диабазы (?) (Интервал плохо обнажен)
ПЕРВАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Доломиты серые и темно-серые, в нижней части разреза с тонкими прослоями филлитов
				50
ВТОРАЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Переслаивание мелкозернистых серых доломитов и филлитов
				50
ТРЕТЬЯ	ПОДСВЕТА	ЧЕТВЕРТАЯ	Индекс	Доломиты серые с прослоями серицитовых и графито-серицитовых филлитов, в нижней части - доломиты
				265

Рис. 2. Сопоставление разрезов соахтинской свиты районов ур. Линнунвара (1) и пос. Проланвара (1-й структурный геологический профиль (2)).

2. Вторая подсвета ( $Pt_{1-2}Sn_2$ ) представлена темными зеленовато-серыми тонкозернистыми графито-биотитовыми и графито-биотито-карбонатными филлитами, в нижней части разреза с прослоями черных метаморфизованных доломитов, известняков и скарнов. Филлиты переходят в микросланцы. Макроскопически в филлитах наблюдается отчетливо выраженная пластовая отдельность и слабо выраженная сланцеватость. Мощность подсветы 350—400 м. В ней снизу вверх можно выделить три пачки:

1. Графитовые сланцы . . . . .	50 м
2. Графито-биотитовые филлиты, с редкими прослоями графито-карбонатных сланцев, черных доломитов, мраморовидных известняков и скарнов . . . . .	200—220 "
3. Графито-карбонатные сланцы . . . . .	100—120 "

Непосредственное налегание графитовых сланцев второй подсветы на доломиты первой подсветы наблюдалось в обнажении на юго-западном берегу оз. М. Янисъярви — к юго-востоку от ур. Линнунвара.

Графито-биотитовые филлиты состоят из микроскопических зерен кварца, пластинок биотита, иногда флогопита, графита, а в верхах разреза — карбоната. Присутствие последнего обуславливает переход данной разновидности филлитов в графито-биотито-карбонатные. В незначительном количестве встречаются: рудный минерал, тремолит, турмалин, монацит, циркон, сфен и лейкоксен. Размер зерен изменяется от криптокристаллических до 0,05 мм, редко достигая 0,1 мм. Наиболее крупными являются карбонатные зерна и пластинки биотита, размеры зерен кварца обычно не превышают 0,01 мм. Структура породы микролепидогранобластовая, в единичных случаях с реликтами алевропелитовой.

Филлиты местами переходят в кварцево-биотитовые микросланцы. Последние характеризуются несколько большей величиной зерна (0,05—0,1 мм) и почти полным отсутствием реликтов первичных структур. Главными минералами в микросланцах являются биотит и кварц, в незначительном количестве содержатся кислый плагиоклаз, хлорит, рудный минерал и в качестве примесей — апатит, монацит и турмалин.

Сланцеватый мраморизованный известняк, встреченный в прослоях, имеет гранобластовую мраморовидную структуру и состоит из изометричных зерен кальцита (0,5—0,3 мм в диаметре) с примесью графита.

Мелкозернистые доломиты этой подсветы характеризуются равномернозернистым сложением (0,03—0,04 мм). В остальном они аналогичны доломитам первой подсветы. Тремолитовые скарны характеризуются пойкилобластической структурой. Они состоят из доломита и кальцита, тремолита и флогопита. Второстепенными минералами являются рудный минерал, сфен и кварц.

Породы второй подсветы образовались в результате метаморфизма неоднородной толщи первичноглинистых и мергелистых осадков с прослоями известняков, обогащенных органическим веществом. Глинистые осадки преобладали в низах разреза, а мергелистые в верхах его.

3. Над графито-биотитовыми филлитами второй подсветы залегает третья подсвета скарнированных доломитов и скарнов ( $Pt_{1-2}Sn_3$ ). Это светло-серые, серые и темно-серые довольно однородные породы мелко- и среднезернистого сложения с прослоями, обогащенными розеточками и иголочками тремолита. Мощность подсветы 250—300 м. Снизу вверх в ней выделяется три пачки:

1. Темно-серые среднезернистые метаморфизованные доломиты, местами с тремолитом, с редкими прослоями графитистых доломитов . . . . .	180—190 м
2. Темно-серые тремолитовые скарны с графитом . . . . .	50 "
3. Графито-тремолит-доломитовые сланцы . . . . .	20—30 "

Доломиты такие же, как в первой подсвете. Скарны состоят из тремолита, графита, доломита и кальцита; из акцессорных встречаются сфен и рудный минерал. Структура гранобластовая.

4. Четвертая подсвета ( $Pt_{1-2}Sn_4$ ) представлена довольно однородной толщей алевритовых и алевритистых филлитов с подчиненными им метаморфизованными алевролитами и пачками черных графито-тремолитовых скарнов мощностью 20—50 м по всему разрезу. Мощность подсветы 250—300 м. Она прослеживается в виде узкой полосы северо-западного простирания вдоль контакта с кварцитами свиты контносари ладожской серии. Верхняя пачка графито-тремолитовых скарнов в районе линнунварских конгломератов подстилает последние и содержится в конгломератах в виде обломков.

Алевритовые филлиты представляют собой породы зеленовато-серого цвета с хорошо выраженной сланцеватой текстурой. Они состоят в основном из тонкочешуйчатого биотита, местами флогопита, и мельчайших зерен кварца. На фоне тонкозернистой основной массы с величиной зерен, измеряемой сотыми долями миллиметра, выделяются угловатые и округлые зерна кварца размером 0,08—0,1 мм. Количество последних изменяется в пределах от 10 до 25% в алевритистых биотитовых филлитах и достигает 30—40% в алевритовых биотитовых филлитах. В прослоях, в которых количество кварцевых кластических алевритовых частиц преобладает над биотитом, порода по составу соответствует метаморфизованным алевролитам. Местами размеры чешуек биотита достигают 0,1 мм, порода несколько интенсивнее перекристаллизована и переходит в кварцево-биотитовые микросланцы, характеризующиеся микрогранолепидобластовой структурой. Во всех описываемых разновид-



ностях присутствуют в небольших количествах рудный минерал, тонко рассеянный графит и акцессорные минералы: апатит, турмалин, сфен, рутил, лейкоксен.

Структура blastsaleвропелитовая и blastsaleвритовая, местами переходящая в микрогранолепидобластовую.

Прослой графито-тремолитовых скарнов как внутри толщи, так и подстилающие конгломераты ур. Линнунвары состоят из крупных призматических кристаллов тремолита и подчиненного ему графита, присутствующего как в виде включений в тремолите, так и в межзерновых пространствах последнего. В небольших количествах в породе содержатся кварц, рудный минерал, сфен и новообразованный микроклин.

Графитовые сланцы второй подсвиты, встреченные в районе мыса Питкяниеми, характеризуются темной окраской, плотным сложением и хорошо выраженной слоистостью и сланцеватостью. Вверху они переслаиваются с доломитами и перекрываются кварцитами. Породы толщи собраны в складки, видимая мощность ее 300 м. Графитовые сланцы обладают крипнокристаллической и микрочешуйчатой структурами. Они состоят из графита, подчиненного ему кварца и небольшого количества биотита, хлорита, рудного минерала и турмалина. По данным А. Лайтакари (1925 г.), М. Е. Деминой (1952ф), графит образовался за счет каких-то углеводородных соединений, возможно, битумов. Таким образом, графит имеет осадочное происхождение.

Мощность свиты составляет 1350—1500 м. На различных ее пачках залегают кварциты и конгломераты, которые составители записки относят к ладожской серии.

### *Ладожская серия*

Породы ладожской серии слагают широкую полосу северо-западного простираения протяжением около 150 км. Эта полоса прослеживается далеко на северо-запад за пределы описываемой площади на территорию Финляндии, где переходит непосредственно в мощную толщу калевийских сланцев, а также на юго-восток, юг и юго-запад до северного и западного берега Ладожского озера и прилегающих к ним островов. Северо-восточная граница распространения этих пород проходит вдоль западнокарельского блока архейских гнейсо-гранитов.

На территории листов Р-36-ХIII, ХIV эти образования непрерывной полосой прослеживаются в краевой северо-восточной части геосинклинальной зоны, вдоль пород соанлахтинской свиты, окаймляющих янгозерские кварцито-песчаники.

Юго-западная граница распространения пород ладожской серии до сего времени точно не установлена. Одни геологи (Х. Вайринен, 1933), принимая гнейсы и сланцы района западнее Сортавала за архейские образования, проводят эту границу

как тектоническую к западу от пос. Рускеала. Большинство же геологов вслед за В. Хакманом (1931) считают указанные гнейсы и сланцы глубоко метаморфизованными эквивалентами ладожских сланцев. В связи с этим при отсутствии значительных петрографических отличий между гнейсами ладожской серии и сходными гнейсами свеко-фенид юго-западной и южной Финляндии и, учитывая близкий петрографический состав гранитов, прорывающих их, в настоящее время вопрос о западной границе распространения пород ладожской серии является нерешенным.

Породы ладожской серии в целом слагают синклиний, вытянутый в северо-западном направлении. На северо-востоке этот синклиний ограничен областью западнокарельского блока, сложенной архейскими и нижнепротерозойскими породами, которые он срезает под различными углами. На юго-западе синклиний граничит с архейским комплексом свеко-фенид, хотя, как было сказано выше, характер этой границы еще не ясен. Возраст «ботнийских» образований, в которые переходят на юго-западе ладожские гнейсы, в настоящее время не может считаться окончательно установленным.

Внутри синклиния породы собраны в крупные синклинальные и антиклинальные складки, вытянутые в том же направлении. В ядрах наиболее крупных куполовидных антиклинальных поднятий выступают гнейсо-граниты древнего основания. Наиболее интенсивная складчатость наблюдается в районе г. Лахденпохья в средней части синклиния, в центральной части территории листа Р-46-ХIX. К ней приурочено наибольшее количество интрузий гранитов и основных пород. Осадочные образования в этой зоне представлены гнейсами, которые вблизи гранитных тел довольно интенсивно мигматизированы. В северо-восточной краевой части синклиния (листы Р-36-ХIII, ХIV), эти же осадки представлены относительно слабо метаморфизованными породами — сланцами и филлитами.

В юго-западной части площади листа Р-36-ХIII ладожские образования слагают юго-западную — Пяллярвинскую синклиналь и ядро северо-восточной Кухиласварской синклинали. Эти две синклинали разделены между собой антиклиналью, расположенной вдоль оз. М. Янисъярви и сложенной карбонатными породами соанлахтинской свиты. Пяллярвинская и Кухиласварская синклинальные складки расположены в северо-восточной части ладожской геосинклинальной зоны вдоль контакта ладожских образований с древним западнокарельским блоком (см. рис. 6).

Степень метаморфизма пород ладожской серии в этой части зоны довольно однородна. Породы представлены хорошо раскристаллизованными филлитами, метаморфизованными алевролитами, кварцитами и микросланцами. Для них характерна сохранность первичных размеров зерен исходного обломочного

материала и первичных осадочных слоистых текстур и структур (пелитовых, алевролитовых и псаммитовых), а также развитие в основной массе филлитов и метаморфизованных алевролитов наряду с биотитом серицита и хлорита. Биотит, вероятно, в преобладающем количестве является более поздним минералом, чем все остальные. Он развивается по серициту и хлориту. Филлиты и метаморфизованные алевролиты в большом количестве встречаются в северо-восточной части геосинклинальной зоны, слагающей нижние свиты ладожской серии, в юго-западной ее части в верхних свитах ладожской серии развиты микросланцы. Высокоглиноземистые осадки здесь представлены андалузито-ставролитобиотитовыми сланцами, в которых андалузит, ставролит, гранат и черный биотит образуют порфиробласты в кварцево-серицитовой тонкозернистой основной массе.

Как выше было сказано, к юго-западу от указанной зоны, за пределами территории листа Р-36-ХIII, метаморфизм пород постепенно увеличивается. Н. Г. Судовиков (1954) в северном Приладожье выделил три метаморфические зоны: а) зону сланцев, б) переходную зону сланцев и гнейсов и в) зону гнейсов и мигматитов. Более поздние исследования составителей данной записки (Потрубович, Анищенкова, 1956ф) подтвердили такое разделение и позволили в свою очередь более подробно рассчитать зону сланцев на две подзоны: 1) филлитов, метаморфизованных алевролитов и микросланцев и 2) кристаллических сланцев. Их можно выделить и как самостоятельные зоны. Переходы между этими подзонами, а также и зонами, упомянутыми выше, постепенные. Каждая из выделенных зон как сложное образование характеризуется присущим только ей комплексом пород, отличающимся своеобразием структурно-минералогических особенностей, которые зависят не только от литологического состава исходных пород, но также и от однородности толщ, наличия минералов-примесей, размеров зерен и, наконец, от характера переслаивания первичнослоистых компонентов породы. Границы между зонами не всегда совпадают с границами главнейших тектонических структур.

В пределах территории листа ладожские образования отчетливо расчленяются на свиты, подсвиты и пакки. Впервые такое расчленение было проведено составителями настоящей записки при детальном картировании в хорошо обнаженном районе побережья озер Б. и М. Янисъярви, на полуострове между ними, на о. Контисари и на мысе Питкяниemi (оз. М. Янисъярви).

Среди пород ладожской серии снизу вверх выделяются четыре свиты: 1) контисари, 2) наатселькя, 3) пялкъярви и 4) илола. Свита контисари сложена конгломератами, кварцитами, кварцито-песчаниками и тонколеночными сланцами. Свита наатселькя представлена мощной толщей ритмично слоистых первично алевролитоглинистых пород, превращенных в результате метаморфизма в серицито-биотитовые филлиты,

метаморфизованные алевролиты и микросланцы. Свита пялкъярви сложена также ритмично слоистыми первичнообогатенными глиноземом и кремнеземом породами, ныне представленными андалузито-ставролитобиотитовыми сланцами. Свита илола представлена мелкозернистыми лейкократовыми порфиробластическими амфиболитами и кварцитами.

Все выделенные свиты различаются между собой по литолого-петрографическим особенностям и характеру переслаивания входящих в их состав пород. Между свитами наблюдаются довольно резкие границы. Каждая из свит прослеживается на значительной площади не только на территории данного листа, но и далеко за его пределами во всех метаморфических зонах, будучи представленной в них несколькими различными по петрографическому составу породами. Возникновение последних, видимо, в основном обусловлено различной степенью метаморфизма первичных осадков названных свит.

При описании свит ладожской серии наибольшее внимание уделяется свитам контисари и наатселькя, так как они изучены детальнее других.

Свита контисари (Pt<sub>1-2</sub>kn) представлена конгломератами, кварцито-песчаниками, кварцитами, тонколеночными метаморфизованными алевролитами и филлитами. В основании свиты наряду с кварцитами развиты кварцито-песчаники с прослоями мелко- и среднегалечных конгломератов. В пределах рассматриваемой площади породы свиты контисари прослеживаются в виде узкой полосы северо-западного простирания вдоль юго-западного берега оз. М. Янисъярви (район ул. Линнунвара), на островах Нуоттисари, Ниннисари, Контисари, на мысе Питкяниemi и далее на юго-востоке в районе хут. Партанен, где образуют линзовидную залежь, выклинивающуюся уже пределами описываемого района. Наиболее типичные разрезы пород этой свиты, составленные по канавам и хорошим обнажениям, позволили составить сводные разрезы по районам их распространения и дать подробное описание (рис. 3).

Свита контисари может быть подразделена на три подсвиты: а) нижнюю, представленную конгломератами, разнотонкозернистыми кварцито-песчаниками и кварцитами; б) среднюю, сложенную тонколеночными филлитами и метаморфизованными алевролитами с прослоями кварцито-песчаников; в) верхнюю, более однородную и представленную серыми, мелко- и тонкозернистыми кварцитами незначительной мощности со своеобразной конической отдельностью, часто стекловатыми. Между выделенными подсвитами наблюдаются отчетливые границы. Породы средней подсвиты резко отличаются от пород, слагающих вышележащие свиты по тонколеночному характеру переслаивания филлитов и метаморфизованных алевролитов и присутствию в них прослоев кварцито-песчаников, мощность которых увеличивается снизу вверх. Все кварциты и кварцито-песча-

ники свиты контиосари характеризуются присущим только им литолого-петрографическим составом и имеют преимущественно серую окраску. Из-за малой мощности подсвиты на карте не выделены.

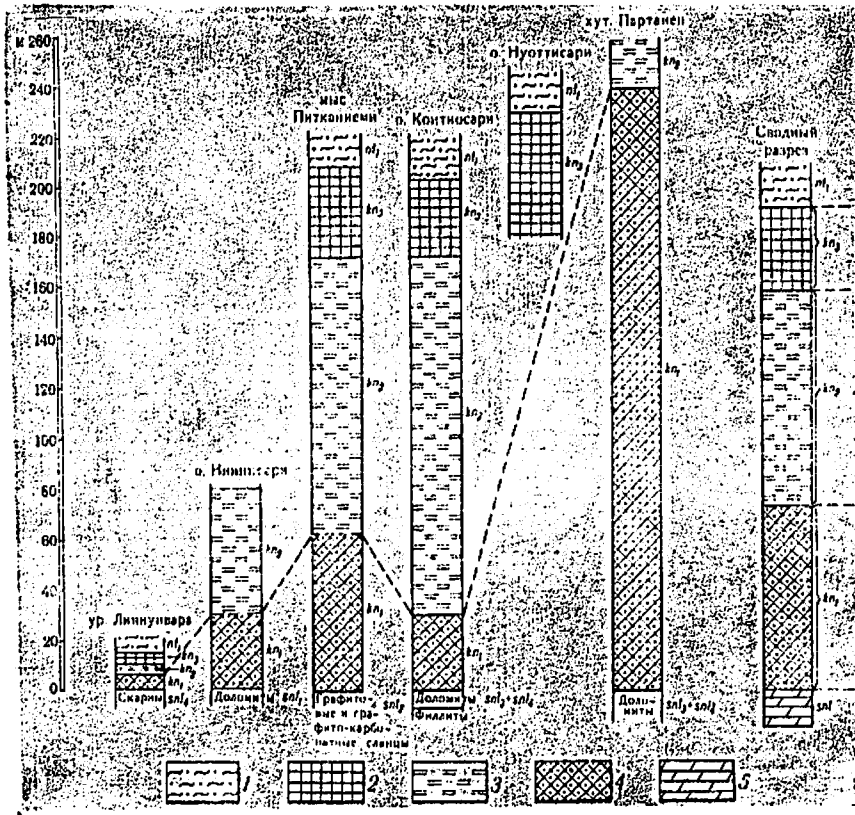


Рис. 3. Сопоставление разрезов свиты контиосари

1 — филлиты, метаморфизованные алевролиты и тонколенчатые кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы; 2 — кварциты сливные серые и темно-серые, иногда с зернами грубого опаловидного кварца; 3 — тонколенчатые биотито-серпичитовые, графито-биотитовые филлиты и метаморфизованные алевролиты с прослоями кварцито-песчаников и сливных кварцитов мощностью до 5 м; 4 — конгломераты, в основании разреза грубообломочные выше по разрезу переходящие в неравномернозернистые кварцито-песчаники и кварциты с прослоями микрогалечных кварцевых конгломератов. Гальки представлены сливными кварцитами, кварцевыми диоритами, мстадиабазами, диоритовыми метапорфиритами и графито-кремнистыми и графитовыми сланцами (соанлахтинская свита); 5 — доломиты и скарны соанлахтинской свиты

Ниже приводим описание геологического разреза через центральную часть о. Контисари снизу вверх вкрест простирания пород.

1. Алевритистые биотито-графитовые филлиты плотные, черного цвета (соанлахтинская свита) 2 м
2. Кварцито-песчаники разнозернистые от мелкозернистых до среднезернистых, с прослоями кварцитов, серого и реже розового

- цвета, в основании с гальками различного цвета кварцито-песчаников, черных кварцитов и очень редкими обломками кремнистых сланцев, алевритистых хлоритовых и алевритистых графито-биотитовых филлитов. Простирание слоистости широтное, падение на юг под углом 70°. Этот пласт срезает под острым углом пласт филлитов
3. Тонколенчатые метаморфизованные алевролиты и биотито-серпичитовые филлиты с прослоями кварцито-песчаников и кварцитов. 25 ..
4. Задернованный участок шириной 40 м.
5. Тонколенчатые ритмично слоистые метаморфизованные алевролиты и филлиты с прослоями кварцитов. Простирание ритмичной слоистости СЗ 305° падение на юго-запад под углом 75°. Залегание нормальное 9 ..
6. Задернованный участок шириной 46 м.
7. Тонколенчатые метаморфизованные алевролиты и филлиты 10 ..
8. Перерыв 5 ..
9. Кварциты светло-серые, тонкозернистые, плотные, участками с большим количеством секущих кварцевых жил мощностью до 0,5 м белого и розового цвета. Резкий и прямолинейный. Контакт с вышележащими породами прослеживается по простиранию до берега озера
10. Биотитовые филлиты, иногда ленточные с прослоями метаморфизованных алевролитов. Простирание слоистости СЗ 310°, падение на юго-запад под углом 70—80°. Контакт с вышележащими метаморфизованными алевролитами постепенный (свита наатселькя) 36 ..
11. Биотитовые метаморфизованные алевролиты. Простирание слоистости СЗ 305°, падение на юго-запад под углом 80° (свита наатселькя) 24 ..

На о. Контисари прослеживается единый разрез свиты контиосари от кварцито-песчаников с конгломератами в основании до ленточных сланцев и сливных кварцитов. Последние совершенно согласно перекрываются биотитовыми филлитами свиты наатселькя. На соседних мелких островах эти породы на контакте переслаиваются между собой.

1. Нижняя подсвита ( $Pt_{1-2}kn_1$ ) прослеживается юго-западнее ур. Линнувара, на о. Ниннисари, мысе Питкяниеми и далее на юго-востоке у хут. Партанен. Она сложена кварцито-песчаниками, кварцитами и в основании разреза конгломератами, образующими линзовидной формы тела, переходящие по простиранию в кварцито-песчаники и кварциты. Линзовидный характер залегания конгломератов в основании разреза хорошо устанавливается на о. Контисари. Мощность конгломератов резко изменяется от 5—7 до 400 м. Выше по разрезу конгломераты перекрываются разнозернистыми кварцито-песчаниками с прослоями сливных кварцитов и маломощными прослоями мелкогалечных кварцевых конгломератов мощностью до 0,5 м. Мощность подсвиты колеблется от 10 до 400—420 м, в среднем она обычно равна 75 м.

Конгломераты и кварцито-песчаники базального горизонта ладожской серии залегают на размытой поверхности различных пород соанлахтинской свиты, кое-где, например, на о. Контисари с угловым несогласием. Контакты с подстилающими и отчасти с налегающими породами прослежены непосредственно в обнажениях и расчистках. На северо-западе рассматриваемой

площади в районе ур. Линнунвара нижняя подсвета, представленная прослоями конгломератов мощностью до 5 м, перемежающимися с серыми кварцитами, залегает на темных тремолитовых скарнах соанлахтинской свиты, которые в виде мелких обломков встречаются в цементе этих конгломератов.

Несколько юго-восточнее, на о. Ниннисари, нижняя подсвета, представленная серыми кварцито-песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов, залегает на серых доломитах с прослоем графитистого доломитового сланца, относящихся также к соанлахтинской свите. На мысе Питкяниemi кварциты той же подсветы залегают на графитовых сланцах с прослоями графито-карбонатных сланцев, относящихся ко второй подсвете соанлахтинской свиты. В центральной части полосы распространения пород свиты контиосари на острове того же названия кварцито-песчаники с маломощными прослоями конгломератов, приуроченных к основанию разреза, залегают с угловым несогласием на породах верхней подсветы соанлахтинской свиты — алевритистых графито-биотитовых филлитах и зеленовато-серых доломитах, в отдельных прослоях содержащих графит, с примесью слюды и кварца.

На юго-востоке, в полосе распространения пород рассматриваемой подсветы, в районе хут. Партанен, крупногалечные конгломераты, прослеженные по простиранию на протяжении 800 м и мощностью до 400 м, залегают на серых доломитах и белых мраморах, содержащих прослой хлорито-мусковито-биотитовых микросланцев. Толща доломитов и мраморов, относящихся к соанлахтинской свите, слагает северо-восточное крыло синклинальной складки, прилегающей к древнему гнейсо-гранитному основанию. Породы этой толщи обнажены среди конгломератов вышележащей свиты контиосари в ядрах мелких антиклинальных складок, осложняющих вышеуказанную крупную структуру.

Контакт конгломератов и других базальных образований с доломитами и сланцами резкий.

В зоне контакта, особенно в конгломератах Партанен, породы местами довольно интенсивно рассланцованы, что отмечалось Х. Хаузенom (1930), Н. Г. Судовиковым (1954) и другими исследователями. Однако при детальном изучении зон контакта оказалось, что никаких интенсивных тектонических перемещений вдоль этих зон не наблюдается. Особенно незначительным деформациям в них подвергнуты доломиты и филлиты, подстилающие конгломераты хут. Партанен. Эти породы метаморфизованы и деформированы не более, чем аналогичные породы, удаленные на значительное расстояние от контакта.

Полоса доломитов, залегающая среди конгломератов Партанен и рассматриваемая некоторыми геологами (Хаузенom, Судовиковым) как тектоническая линза, зажата среди кон-

гломератов, при детальном картировании, сопровождавшемся горными работами, оказалась залегающей под конгломератами и обнажающейся на поверхности в ядре антиклинальной складки. В настоящее время нет основания рассматривать нижний контакт конгломератов Партанен с окружающими доломитами и сланцами как тектонический. Детальные исследования показали, что это обычный стратиграфически несогласный контакт, в котором базальные образования ладожской серии залегают на размытой поверхности пород главным образом третьей или четвертой подсветы соанлахтинской свиты.

Мощность и характер конгломератов по простиранию значительно меняются, но всегда более крупногалечные конгломераты залегают в основании разреза подсветы. У хут. Партанен конгломераты с размером валунов до 0,5 м в основании разреза выше сменяются средне- и затем мелкогалечными конгломератами с размером галек от 1 до 10 см. Еще выше эти образования перекрываются гравелитами и кварцито-песчаниками. В конгломератах наблюдается отчетливая слоистость. На других участках размер галек в конгломератах изменяется от 1 до 10 см. Гальки обычно имеют неправильную, эллипсоидальную и иногда рыбообразную и веретенообразную окатанную и угловато окатанную форму. Некоторые гальки вытянуты в направлении линейности и осей мелких складок и падают на ЮВ 140—145° под углом 50°. С простиранием пород обычно совпадает средняя ось эллипсоида, короткая ось эллипсоида направлена перпендикулярно слоистости.

В составе галек наряду с преобладающими серыми, серо-розовыми и розовыми кварцитами встречаются гальки всех подстилающих пород — гранодиоритов и мелкозернистых метадiorитов ялонварской свиты, метагаббро-диабазов, аркозовых кварцито-песчаников, песчаных известняков, филлитов, графито-кремнистых и графитовых сланцев соанлахтинской свиты.

В цементе преобладают кварцито-песчаники. Они мало отличаются от кварцито-песчаников, в которые по простиранию переходят конгломераты. В конгломератах ур. Линнунвара в кварцито-песчаном цементе в значительном количестве присутствуют обломки скарнированных доломитов, перекристаллизованных в графито-тремолитовые скарны. Цемент конгломератов Партанен резко отличается от цемента конгломератов других участков. Он представлен хлорито-биотитовым и кварцево-хлоритовым сланцем с порфиробластами роговой обманки, гравелитовыми зернами и мелкими остроугольными обломками кварца, кислого плагиоклаза, а также обломками графитового сланца и филлита, аналогичных породам подстилающей соанлахтинской свиты.

Разнозернистые кварциты с примесью гравелитового материала и с маломощными прослоями кварцевых конгломератов, залегающих, как правило, над конгломератами и фацциально

замещающие конгломераты по простиранию, хорошо обнажены на северо-восточном берегу о. Контюосари. Для них характерно присутствие крупных хорошо окатанных зерен опаловидного кварца. Разнозернистые кварциты переходят в мелкозернистые кварцито-песчаники и еще выше по разрезу в мелкозернистые и тонкозернистые кварциты. Последние наиболее широко распространены среди пород подсветы. Они представлены плотной серого и реже розовато-серого цвета породой, состоящей из мельчайших зерен кварца. Кварцито-песчаники сложены разнозернистыми, плохо отсортированными, кластическими зернами кварца размером 0,3—0,5 мм, реже 2,0—2,5 мм, сцементированными мелкозернистым кварцем, графитом, иногда биотитом, хлоритом и акцессорными турмалином и апатитом. Цемент — сприкосновения, составляет не более 15—20% от всей породы. Структура породы бластопаппитовая. Среди пород данной подсветы наблюдаются разновидности наиболее интенсивно перекристаллизованные, в которых цемент не сохраняется, а порода характеризуется гранобластовой структурой и по составу соответствует кварцитам.

2. Средняя подсвета ( $Pt_1k_2$ ) представлена тонко-ленточной иногда ритмичной толщей пересливания филлитов и метаморфизованных алевролитов с мощностью прослоев от долей миллиметра до 5 см и с более редкими прослоями разнозернистых кварцито-песчаников мощностью от 1 до 20 см, а на о. Контюосари до 3 м.

Лучше всего разрез этой подсветы обнажен на островах Контюосари и Ниннисари и в районе ур. Линнунвары и значительно хуже на юго-восточном конце мыса Питкяниemi и в районе хут. Партанен. Ее мощность колеблется от 5 до 140 м, в среднем составляя 80 м (см. рис. 3). В породах иногда сохраняется ритмичная слоистость. Внутри ритма первичноалевролитовые слои постепенно переходят в первичноглинистые. В прослоях кварцито-песчаников размер зерен меняется от долей миллиметра до 2 мм. В основании некоторых более мощных прослоев развиты гравелиты с размером зерен до 4 мм, которые в верхней части постепенно переходят в более мелкозернистые породы. Маломощные прослои чаще сложены мелкозернистыми кварцито-песчаниками. Преобладающими породами являются филлиты, которым резко подчинены метаморфизованные алевролиты и кварцито-песчаники.

В зависимости от количественного содержания главных минералов выделяются биотито-серицитовые, хлорито-биотито-серицитовые и, наконец, графито-биотитовые филлиты. В биотито-серицитовых и хлорито-биотито-серицитовых филлитах наблюдаются порфиробластические разновидности, в которых отмечается наличие порфиробласт биотита, или псевдоморфоз по нему хлорита, с микрогранолепидобластовой структурой основной массы, не содержащей в своем составе биотит и хло-

рит. Состав и структура пород близка к таковым в свите наатселькя.

Прослой метаморфизованных алевролитов состоят из реликтовых алевролитовых частиц кварца (70—80%) и первичноглинистого материала, нацело перекристаллизованного в мелко-чешуйчатый агрегат биотита, серицита, кварца, рудного минерала и турмалина. Структура породы бластоалевролитовая, сочетающаяся с микролепидобластовой.

Кварцито-песчаники состоят из плохо отсортированных окатанных и угловатоокатанных кластических зерен кварца размером от 0,08—0,1 до 0,3—0,4 мм, цемента (25—30%), представленного серицитом, биотитом, кварцем и акцессорными — турмалином, цирконом и рудным минералом. Порода интенсивно перекристаллизована. Цемент и обломки на отдельных участках трудно отличимы друг от друга. Структура породы лепидогранобластовая с реликтами алевропсаппитовой. Хорошая сохранность первичных структур в этой группе пород в известной мере связана с положением их внутри толщи кварцитов.

Контакт пород средней подсветы с вышележащими кварцитами резкий. Иногда на контакте развиты мелкогалечные внутриформационные конгломераты мощностью до 0,5 м (мыс Питкяниemi). Гальки в этом конгломерате преимущественно кварцевые, цемент алевролитово-филлитовый.

3. Верхняя подсвета кварцитов ( $Pt_{1-2}k_3$ ), прослеживаясь вдоль всей полосы распространения свиты контюосари, лучше всего изучена на юго-западном берегу мыса Питкяниemi и на соседнем с ним острове, на о. Контюосари и на островах, расположенных к северо-западу от него. Налегание кварцитов верхней подсветы контюосари на тонко-ленточные сланцы средней подсветы наблюдалось непосредственно в обнажениях на мысе Питкяниemi и о. Контюосари. Кварциты представлены светло-серыми и реже серыми мелко- и тонкозернистыми породами плотного, иногда стекловидного облика с характерной конической отдельностью. Они разбиты трещинами северо-восточного направления, часто выполненными белым жильным кварцем. В основании разреза среди кварцитов встречаются прослой среднезернистых кварцито-песчаников с редкими хорошо окатанными зернами опаловидного кварца; в верхах его наблюдаются прослой сливных кварцитов. Мощность подсветы изменяется от 4 м в районе ур. Линнунвары до 40 м в районе мыса Питкяниemi, наиболее распространенная мощность — 35 м.

Кварциты характеризуются мономинеральным составом и grano- и гетерогранобластовыми зубчатыми структурами. Они состоят из изометричных или нескольких удлинённых зерен кварца размером 0,2—0,25 мм и от 0,1 до 1 мм в гетерогранобластовых разностях. В виде единичных табличек встречаются хлорит, мусковит, иногда биотит, графит, карбонат и акцессор-

ные — рудный минерал, рутил, циркон. В кварцитах с гетерогранобластовыми структурами местами наблюдаются слабые реликты псаммитовых структур, определяющиеся равномерным распределением крупных зерен кварца среди мелкозернистой структуры основной массы, т. е. сохраняется расположение зерен кварца как в первичном песчанике, но порода нацело перекристаллизована.

Мощность свиты резко изменяется от 15 до 600 м. Преобладающая мощность около 200 м.

Свита наатселькя ( $Pt_{1-2nt}$ ) в пределах описываемой территории представлена неравномерно ритмичной слоистой толщей переслаивания филлитов и метаморфизованных алевролитов и более интенсивно метаморфизованными их аналогами кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми микросланцами. Она слагает широкую полосу северо-западного направления, простирающуюся между оз. Леппялампи и юго-западным берегом оз. М. Янисъярви и узкую полосу, расположенную к юго-востоку от оз. Пялкъярви у южной рамки листа. За пределами описываемого района свита прослеживается на юго-восток и на юго-запад, где она окаймляет массивы древних гнейсо-гранитов и представлена более метаморфизованными разновидностями пород, чем породы, развитые на площади листа Р-36-ХIII.

Непосредственное налегание свиты наатселькя на сливные кварциты свиты контиосари наблюдается на значительном протяжении на о. Контисари и на расположенных от него к северо-западу островах Нуттисари и Безымянном.

В свите наатселькя можно выделить три подсвиты, которые различаются между собой характером переслаивания и не имеют резких границ.

Наиболее полный разрез свиты наатселькя изучен вдоль юго-западного берега оз. М. Янисъярви, в проливе между озерами Б. и М. Янисъярви, на юго-западном берегу о. Контисари и на мысе Питкяниеми. Ниже приводится сводный разрез свиты:

1. Филлиты, метаморфизованные алевролиты и ленточные микросланцы ( $Pt_{1-2nt_1}$ )	250 м
2. Кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы, в нижней части разреза филлиты и метаморфизованные алевролиты ритмично слоистые, с размером ритмов от 0,1 до 1 м ( $Pt_{1-2nt_2}$ )	450—500 „
3. Кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы, ритмично слоистые, с размером ритмов более 1 м ( $Pt_{1-2nt_3}$ )	400—450 „

В ритмично слоистой толще первичноглинисто-алевролитовых осадков свиты наатселькя преобладают двухкомпонентные ритмы. В основании ритмов залегают преимущественно метаморфизованные алевролиты, которые выше же по направлению к кровле пласта постепенно переходят в метаморфизованные глинистые осадки — филлиты. В микросланцах ритмы сложены

биотито-кварцевыми и кварцево-биотитовыми разновидностями. Ритмичность в свите наатселькя не всегда хорошо выражена, она часто сменяется обычной полосчатостью, в которой верхняя и нижняя границы между первичноалевролитовыми и первичноглинистыми осадками резкие. Маломощные ритмы в некоторых частях разреза образуют группы ритмов, переслаивающиеся с более мощными прослоями филлитов.

Подсвиты выделены по преобладающим в них размерам ритмов. В пределах подсвит наблюдаются отклонения от средних размеров ритмов в обе стороны. Толщи с мощностью ритмов от 1 мм до 10 см, слагающие нижнюю подсвиту, условно выделены в тонкоритмичные образования; толщи с мощностью ритмов от 10 см до 1 м (средняя подсвита) — в среднеритмичные образования и толщи с мощностью ритмов; превышающей 1 м (верхняя подсвита) — в грубо- или толсторитмичные образования.

Характер ритмичности внутри толщ указывает на изменение условий осадконакопления в процессе образования пород ладожской серии. Ниже дается петрографическое описание пород, слагающих свиту наатселькя.

Филлиты состоят из микроскопических, менее 0,01 мм, чешуек биотита, серицита, графита и подчиненного им кварца. Чешуйчатые минералы присутствуют в различных количественных соотношениях; среди них по преобладанию того или иного минерала выделяются графито-биотито-серицитовые, биотитовые и биотито-серицитовые филлиты. В отдельных прослоях филлитов наблюдаются редкие алевритовые кластические зерна кварца и олигоклаза (0,05 мм) и иногда порфиробласты хлорита (до 0,5 мм). Разновидности с алевритовыми зернами кварца и плагиоклаза выделяются в группу алевритистых филлитов. В качестве акцессорных минералов в филлитах встречаются: рудный, циркон, турмалин, монацит. Структура филлитов микрогранолепидобластовая с реликтами телитовой и алевропелитовой, иногда порфиробластовая благодаря порфиробластам хлорита.

Метаморфизованные алевролиты характеризуются преобладанием реликтовых кластических зерен кварца размером 0,05—0,1 мм над количественно подчиненным ему биотитом, слагающим цемент. Изредка и в небольшом количестве в породе присутствуют олигоклаз, образующий наряду с кварцем кластические зерна, гранат, графит и акцессорные — циркон, турмалин, апатит, монацит. Структура бластоалевритовая с микролепидобластовой структурой цемента. В отдельных прослоях алевролиты содержат песчаные обломочные зерна кварца (10—15%) размером 0,2—0,3 мм, структура в таких прослоях бластопсаммитоалевритовая. Порода является переходной от метаморфизованных алевролитов к метаморфизованным песчаным алевролитам.



В филлитах и метаморфизованных алевролитах наблюдается различная степень сохранности первичных кластических структур. В наиболее интенсивно раскристаллизованных разновидностях этих пород кластическая структура плохо сохранилась и порода является переходной к микросланцам.

Кварцево-биотитовые и кварцево-мусковито-биотитовые микросланцы состоят из мелких чешуек биотита и количественно подчиненных им зерен кварца размером 0,02—0,06 мм. Второстепенные минералы олигоклаз, тонко рассеянный графит, рудный минерал, редко мусковит, хлорит, эпитод, гранат и акцессорные: рутил, турмалин, циркон, апатит, монацит, сфен. Структура сланцев микрогранолепидобластовая с единичными реликтами алевритовой.

Биотито-кварцевые микросланцы состоят существенно из кварца и подчиненного ему биотита, размером 0,02—0,1 мм. Второстепенные и акцессорные минералы этих микросланцев те же, что и в кварцево-биотитовых микросланцах. Структура в них микролепидогранобластовая.

Иногда в микросланцах сохраняются обломочные алевритовые зерна кварца и реже олигоклаза. При значительном их содержании порода переходит в биотитовый алевролитовый микросланец. Структура подобных образований бластоалевритовая, сочетающаяся с микролепидобластовой.

Выявление закономерности в распределении ритмов в разрезе свиты наатселькя в зоне микросланцев, развитых в районе оз. М. Янисъярви, где она лучше всего изучена, дало возможность закартировать и расчленить указанную свиту и ее подсвиты и в других менее обнаженных районах и в зонах наиболее интенсивного метаморфизма в юго-западной части Приладожского района на территории листов Р-36-ХІХ, ХХ.

Кроме ритмичной слоистости для пород свиты наатселькя, особенно для средней ее подсвиты, характерно широкое развитие в ее составе так называемых «шаровых сланцев», которые встречаются во всех метаморфических зонах и залегают в определенных пачках свиты наатселькя. По мнению Н. Г. Судовикова, они представляют собой будипированные и метаморфизованные прослои первичномергелистых осадков и кварцитов. Некоторые исследователи их рассматривали как конкреционные образования. При картировании ладожских толщ «шаровые сланцы» можно использовать как опорные горизонты. В районе оз. М. Янисъярви они представлены кварцитами, порфиروبластическими амфиболо-кварцевыми сланцами и эпидото-цоизитовыми сланцами. Для «шаровых сланцев» очень характерна роговообманковая кайма. Судя по разнообразию петрографического состава «шаровых включений», развитых в пределах свиты наатселькя в районе оз. М. Янисъярви, эти включения, вероятно, образовались за счет разнообразных первичных мер-

гелистых песчаников, кварцитов, доломитов и других образований.

1. Нижняя подсвита наатселькя ( $Pt_{1-2}nt_1$ ) сложена филлитами, метаморфизованными алевролитами и микрослан-

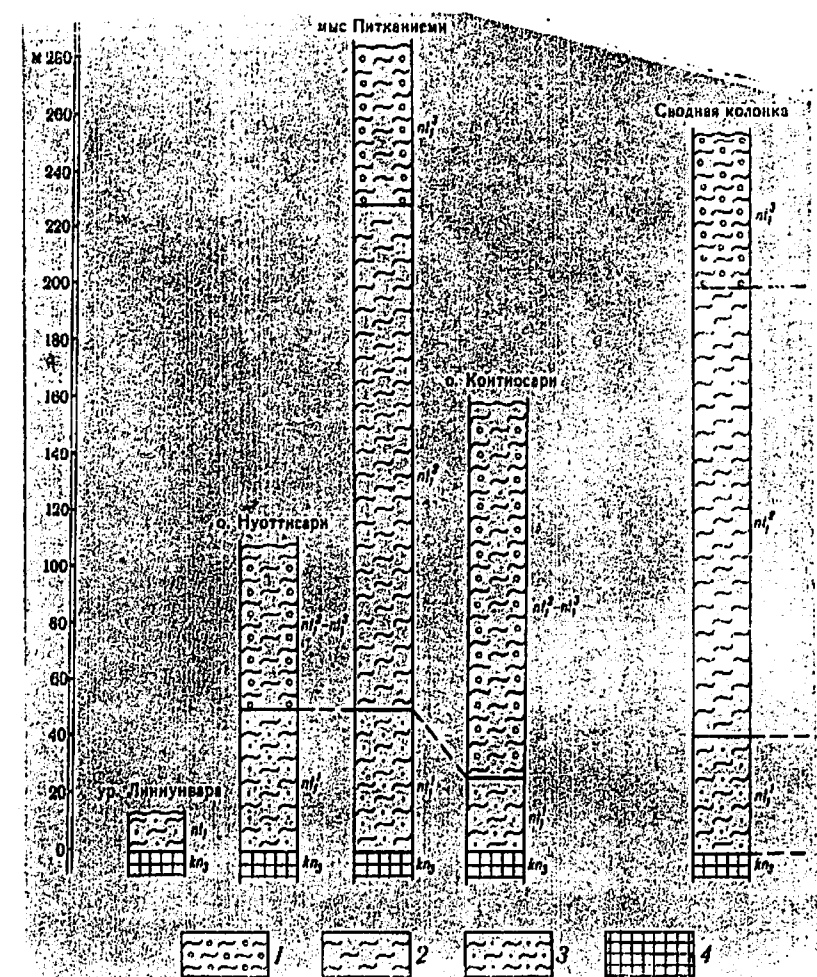


Рис. 4. Сопоставление разрезов свиты наатселькя

1 — метаморфизованные алевролиты, алевритистые филлиты и микросланцы; 2 — биотито-кварцевые и кварцево-биотитовые микросланцы, темно-серые, тонколенточные, с прослоями кварцитов, графито-биотитовых и биотито-серичитовых филлитов; 3 — филлиты и алевритистые филлиты, биотито-серичитовые, голубовато-серые, иногда тонколенточные с графитом; 4 — кварциты и кварцито-песчаники.

цами. Она наиболее типично представлена на мысе Питкянемь в ядре синклинали и в виде узкой полосы, протягивающейся в районе ур. Линнунвара через оз. Конттиосари и группу мелких островов на полуостров, расположенный к юго-востоку от

п-ова Наатселькя. На северо-востоке породы нижней подсвиты граничат с кварцитами свиты контиосари.

Мощность нижней подсвиты достигает 280 м, резко уменьшаясь в районе ур. Линнуваря до 14 м. Наиболее распространенная мощность 250 м (рис. 4).

В основании этой подсвиты, на контакте со свитой контиосари, в филлитах отмечены прослои кварцитов. Детальными работами на мысе Питкяниеми установлен снизу вверх следующий разрез:

1. Кварциты свиты контиосари разнозернистые и мелкозернистые серого цвета.	
2. Ленточные биотито-серицитовые филлиты голубовато-серого цвета с прослоями метаморфизованных алевролитов	4 м
3. Кварциты мелкозернистые серого цвета	2,3 "
4. Ленточные биотито-серицитовые филлиты с прослоями метаморфизованных алевролитов	5 "
5. Биотито-серицитовые филлиты голубовато-серого цвета	2 "

В целом в низах подсвиты, наиболее типично представленной на мысе Питкяниеми, преобладают тонко рассланцованные биотито-серицитовые филлиты голубовато-серого цвета.

В средней части разреза развиты тонко ритмичнослоистые серые и темно-серые мелкозернистые кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы — первичноалевро-пелитовые сланцы с более редкими прослоями мелкозернистых кварцито-песчаников мощностью до 1 м.

В верхах разреза встречаются довольно однородные биотитовые алевролиты. Они лучше всего обнажены в юго-западной части о. Контисари и на малых островах, расположенных к северо-западу от него.

В нижней подсвите можно выделить ряд пачек. Каждая пачка в свою очередь состоит из нескольких пластов. Характер переслаивания внутри пачек в низах подсвиты может быть иллюстрирован детальным разрезом, составленным в районе северо-восточного берега мыса Питкяниеми по сплошным обнажениям и канавам. Снизу вверх в этом разрезе выделяются:

1. Графито-биотитово-серицитовые филлиты с карбонатными, кварцитовыми и кварцево-полевошпатовыми жидками	13 м
2. Тонколеночные филлиты и алевритовые филлиты	3 "
3. Алевритистые серицито-биотитовые филлиты с графитом	6 "
4. Алевритовые филлиты с редкими прослоями ленточных алевролитовых и кварцево-биотитовых микросланцев с мощностью ритмов 1—4 мм	8 м

В средней части разреза нижней подсвиты на мысе Питкяниеми отмечается тот же характер переслаивания; в разрезе присутствуют кварцевые жилы:

1. Алевритистые биотито-серицитовые филлиты серые, мелкозернистые, рассланцованные с вкрапленностью пирита	22,6 м
2. Тонкополосчатые темно-серые кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы (мощность ритмов 2 мм—8 см) с редкими прослоями мелкозернистых кварцитов мощностью до 0,5 м	30,8 "

3. Кварцево-карбонатная жила	0,5 "
4. Кварциты серые мелкозернистые с голубым опаловидным кварцем	3,5 "
5. Кварцево-карбонатная жила	3,5 "
6. Тонколеночные темно-серые биотито-серицитовые филлиты и кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с редкими прослоями кварцитов мощностью до 2 см	14,4 "
7. Тонколеночные биотито-серицитовые филлиты и алевритистые биотито-серицитовые филлиты с мощностью прослоев 0,5—5 см	21,4 "
8. Кварцевая жила	0,8 "
8а. Кварцево-биотитовые микросланцы	1,8 "
9. Кварцевая жила	0,5 "
10. Кварцито-песчаники темно-серые с зернами опаловидного кварца	1,7 "
11. Карбонатно-кварцевая жила	8,2 "
12. Кварциты темно-серые сливные и мелкозернистые с зернами опаловидного кварца	10,7 "
13. Графито-биотитовые филлиты черного цвета, мелкозернистые с прослоями графитосодержащих кварцитов	18,2 "
14. Кварциты темно-серые мелкозернистые с зернами опаловидного кварца	4,0 "
15. Тонколеночные кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с графитом от темно-серого до черного цвета с редкими прослоями кварцитов, мощностью до 2 см	40,3 "

2. Средняя подсвита ( $Pt_{1-2}nt_2$ ) представлена толщей переслаивающихся среднеритмичнослоистых кварцево-биотитовых и биотито-кварцевых микросланцев, филлитов и метаморфизованных алевролитов с размером ритмов от 0,1 до 1,0 м. Породы этой подсвиты прослежены в центральной части п-ова Наатселькя и на полуострове, расположенном к юго-востоку от него. Лучше всего они обнажены вдоль юго-западного берега оз. М. Янисъярви, а также на обоих берегах пролива между озерами Б. Янисъярви и М. Янисъярви.

Нижняя часть разреза сложена полосчатыми голубовато-серыми и серыми тонкозернистыми филлитами (биотитовыми, серицито-биотитовыми), переслаивающимися с метаморфизованными алевролитами, переходящими в микросланцы. Чередование филлитов и метаморфизованных алевролитов неравномерное. Тонколеночные алевролитово-филлитовые породы часто образуют серии ритмов мощностью 15—30 см, переслаивающиеся с прослоями филлитов мощностью от 5 до 40 см. Преобладают ритмы мощностью 10—50 см. В пределах ритма первичноглинистые (филлитовые) прослои обычно преобладают над алевритовыми; мощность первых колеблется от 3 до 20 см, а вторых от 0,5 до 5 см. Микросланцы представлены биотито-кварцевыми и кварцево-биотитовыми разновидностями.

Для верхней части разреза подсвиты характерно переслаивание кварцево-биотитовых и биотито-кварцевых микросланцев, переходящих в филлиты и метаморфизованные алевролиты, с мощностью ритмов от 20 до 70 см, достигающей местами 50 м. Характер переслаивания пород, слагающих среднюю подсвиту,



виден из приведенного ниже детального разреза, составленного по северо-восточному берегу пролива, соединяющего озера М. Янисъярви и Б. Янисъярви. Снизу вверх в этом разрезе наблюдаются:

1. Кварцево-мусковито-биотитовые и алевролитовые микросланцы с мощностью прослоев 0,3—2 м . . . . .	25 м
2. Биотито-серицитовые филлиты с порфиробластами хлорита . . . . .	5 "
3. Графито-биотито-серицитовые филлиты с тонкими прослоями алевритистых биотитовых филлитов, переходящих в микросланцы, переслаивающиеся с кварцево-мусковито-биотитовыми микросланцами и с биотитовыми алевролитовыми микросланцами (мощность прослоев 1—3 м) . . . . .	10 "
4. Кварцево-мусковито-биотитовые микросланцы . . . . .	1 "
5. Графито-биотито-серицитовые филлиты с порфиробластами хлорита с прослоями, обогащенными тонкораспыленным графитом . . . . .	3 "

Для приведенного разреза характерным является появление прослоев темно-серых филлитов, обогащенных графитом, довольно крупными чешуйками хлорита, часто косо расположенными по отношению к слоистости и широкое развитие среди них «шаровых сланцев». Последние представлены двумя типами образований: крупными будинами темно-серых крупнокристаллических пород и мелкими будинами более светлых мелкозернистых гранато-цоизито-эпидотовых сланцев.

Породы средней подсветы на описываемой площади довольно интенсивно метаморфизованы. За исключением отдельных прослоев темно-серых филлитов, в них почти не сохраняется графитовое вещество и почти всегда присутствует тонко распыленная рудная вкрапленность. Из вторичных минералов довольно интенсивно развиваются хлорит и серицит. От аналогичных образований, развитых в северной части территории листа Р-36-XX, породы средней подсветы отличаются большей перекристаллизацией первичного осадочного материала и присутствием значительного количества биотита.

3. Верхняя подсвета ( $Pt_{1-2}nt_3$ ) прослежена в центральной части п-ова Наатселькя и в юго-западной части полуострова, расположенного к юго-востоку от него. Мощность ее в среднем составляет 400—450 м. Она представлена грубо ритмичнослоистой толщей переслаивающихся кварцево-биотитовых и биотито-кварцевых микросланцев местами с сохранившимися среди них филлитами и метаморфизованными алевролитами. Мощность ритмов, как правило, превышает 1 м, достигая местами 10 м. В низах разреза в ритмах биотито-кварцевые микросланцы преобладают над кварцево-биотитовыми микросланцами: первые иногда в основании сменяются тонкозернистыми кварцитами: мощность ритмов от 1,5 до 3 м. В средней части разреза в ритмах преобладают кварцево-биотитовые микросланцы; среди грубо ритмичной толщи встречаются серии ритмов с мощностью от 20 до 80 см. В верхах подсветы пере-

славание пород характеризуется следующим детальным разрезом (западный берег оз. Б. Янисъярви):

1. Биотито-кварцевые микросланцы с гранатом и с единичными мелкими кристаллами ставролита . . . . .	5 м
2. Кварцево-биотитовые микросланцы . . . . .	5 "
3. Кварцево-мусковито-биотитовые микросланцы . . . . .	20 "
4. Кварцево-мусковито-биотитовые микросланцы с прослоями среднеритмичных кварцево-биотитовых и биотито-кварцевых микросланцев.	

В этом разрезе уже появляется очень редкий мелкий ставролит.

Макроскопически микросланцы являются мелкозернистыми породами серого цвета, в которых первичноалевролитовые прослои окрашены в более светло-серый цвет, чем первичноглинистые прослои. Среди них имеют место различные петрографические разновидности — кварцево-биотитовые, кварцево-мусковито-биотитовые и биотито-кварцевые.

В верхней подсвете, особенно в нижней ее части в еще большем количестве, чем в средней подсвете, развиты «шаровые сланцы». Они представлены главным образом мелкозернистыми гранато-биотитовыми сланцами светло-серого и голубовато-серого цвета; размер «шаровых» включений в среднем колеблется от 10 до 50 см.

Общая мощность свиты 1100—1200 м. Переход к вышележащим сланцам свиты пялкъярви постепенный, через пачку ритмичнослоистых сланцев, с прослоями ставролитсодержащих сланцев, которая условно отнесена к свите пялкъярви.

Метаморфизм пород свиты наатселькя в пределах описываемой площади увеличивается в юго-западном направлении, вкост простирающихся основных складчатых структур. Породы нижней подсветы метаморфизованы слабее, чем породы средней и особенно верхней подсветы, представленных микросланцами. В юго-восточном направлении (лист Р-36-XX), где складки поворачивают на юг, метаморфизм всех трех подсвет менее значительный и более равномерный. Породы представлены серицитовыми филлитами и метаморфизованными алевролитами. К юго-западу от рассматриваемого района, по мере удаления от краевой зоны, интенсивность метаморфизма пород значительно возрастает (лист Р-36-ХІХ). Наиболее резко метаморфизм проявлен в породах нижних и средних подсвет. Последние на территории листа Р-36-ХІХ представлены главным образом кристаллическими кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми сланцами.

Свита пялкъярви ( $Pt_{1-2}pl$ ) широко распространена на участке между озерами Пялкъярви и Б. Янисъярви. Она представлена неравномерно ритмичной толщей кварцево-мусковито-биотитовых и мусковито-биотито-кварцевых микросланцев с порфиробластами биотита, андалузита, ставролита и граната. Породы

свиты в виде широкой полосы залегают у южной границы территории листа, которая на северо-востоке и юго-западе ограничена породами свиты наатселькя. В структурном отношении породы, относящиеся к свите пялкъярви, представляют собой ядро Пялкъярвинской синклинали складки, слагающая всю ее центральную часть. Только в области наибольшего погружения оси синклинали обнажаются еще более молодые образования свиты илола. Разрез нижней и средней частей свиты пялкъярви лучше всего обнажен и изучен вдоль северо-западного берега оз. М. Янисъярви. Верхняя часть свиты известна в районе д. Макари. Мощность свиты 1550—1700 м.

В отложениях пялкъярвинской свиты выделяют три подсвиты, различающиеся между собой по характеру слагающих пород и главным образом по содержанию в них высокоглиноземистых минералов — андалузита и ставролита.

Наибольшее площадное распространение имеют породы средней подсвиты, которые характеризуются высоким и довольно равномерным распределением крупного андалузита, ставролита, граната и наличием макроскопически черного крупночешуйчатого биотита, образующего порфиробласты среди более мелкозернистой основной массы. Породы верхней и нижней подсвиты распространены на небольших площадях. Андалузит и ставролит в них концентрируются в редких прослоях, количество которых возрастает по направлению к средней подсвите.

В породах свиты пялкъярви так же, как и в породах свиты наатселькя, переслаиваются тонко-средне- и груборитмично-слоистые породы. Существенное значение в разрезе пород этой свиты имеют тонкозернистые микросланцы. Ритмы так же, как в свите наатселькя преимущественно двукомпонентные. Нижние их части сложены первичноалевролитовыми, а верхние первичноглинистыми породами, превращенными при метаморфизме в кварцито-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы. В отдельных частях разреза в основании ритмов развиты кварциты.

1. Нижняя подсвита ( $Pt_{1-2}pl_1$ ) сложена тонкозернистыми неравномерно ритмично-слоистыми кварцево-биотитовыми и биотито-кварцевыми микросланцами с прослоями тех же микросланцев, обогащенных ставролитом, андалузитом и гранатом. В ней преобладают средне- и груборитмичные слои. Мощность подсвиты 600—650 м.

В указанной подсвите можно выделить две толщи: нижнюю (350 м), очень бедную прослоями с высокоглиноземистыми минералами, и верхнюю (250 м), несколько более богатую ими. Породы нижней подсвиты на описываемой площади отличаются от пород средней подсвиты не только отсутствием в ряде прослоев андалузита и ставролита, но и характером основной массы, вмещающей эти минералы. Основная масса в породах нижней подсвиты представлена кварцево-биотитовыми и био-

тито-кварцевыми микросланцами, аналогичными встречаемым в верхней части свиты наатселькя, но с характерной гетерогенно-бластической структурой, обусловленной наличием пластин биотита (0,1—0,3 мм) с размерами, несколько превышающими размеры зерен других минералов, слагающих породу. Гетерогенность наиболее отчетливо проявляется в кварцево-биотитовых сланцах.

Характер переслаивания пород этой подсвиты можно видеть из приведенного детального разреза по западному берегу оз. Б. Янисъярви. Снизу вверх в этом разрезе прослеживаются:

- |   |      |
|---|------|
| 1. Кварцево-биотитовые микросланцы с кристаллами ставролита размером до 3 см с прослоями среднеритмичных пород, с мощностью ритмов от 20 до 30 см, сложенных в основании мелкозернистыми кварцитами, в средней части — биотито-кварцевыми микросланцами и в верхней части — кварцево-биотитовыми микросланцами с гранатом | 60 м |
| Перерыв между обнажениями   | 70 " |
| 2. Среднеритмичные кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с прослоями, обогащенными мелким ставролитом и гранатом  | 30 " |
| 3. Среднеритмичные более темные кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с графитом и редкими зернами граната, ставролита и андалузита   | 53 " |
| 4. Тонкозернистые кварцево-биотитовые микросланцы с мощностью ритмов от миллиметров до 5 см   | 30 " |
| 5. Среднеритмичные кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с мощностью ритмов от 10 до 40 см с мелкими кристаллами ставролита   | 65 " |
| 6. Кварцево-биотитовые микросланцы темно-серые с графитом, хлоритом и мелким гранатом   | 40 м |
| 7. Тонкозернистые кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с мощностью ритмов в несколько сантиметров  | 10 " |
| 8. Груборитмичные кварцево-биотитовые и биотито-кварцевые микросланцы с прослоями, обогащенными мелким ставролитом  | 50 " |
| 9. Кварцево-биотитовые микросланцы со значительным количеством порфиробласт ставролита размером до 1 см и редкими прослоями биотито-кварцевых микросланцев  | 50 " |

Средняя подсвита ( $Pt_{1-2}pl_2$ ) в отличие от вышеописанной нижней подсвиты характеризуется наличием большого количества высокоглиноземистых минералов в породе и порфиробласт биотита, являющегося главным породообразующим минералом. Она представлена тонко- и груборитмично-слоистыми кварцево-мусковито-биотитовыми и мусковито-биотито-кварцевыми микросланцами с порфиробластами биотита, ставролита, андалузита и граната. Мощность ее около 700—750 м. В этой подсвите преобладают тонко ритмичные, грубозернистые сланцы, с черным биотитом и с большим количеством относительно равномерно распределенного ставролита, размер кристаллов которого в среднем равен 1—2 см. В отдельных частях разреза тонко ритмичные микросланцы (с мощностью прослоев 1—5 см) переслаиваются со среднеритмичными и груборитмичными сланцами (с мощностью прослоев от 10 см до 1 м

и более. Они содержат неравномерно распределенный ставролит и узловатый андалузит. Соотношение биотита и кварца в микросланцах очень непостоянное, постепенно изменяется внутри ритма. Породы этой подсвиты окрашены в серый и светло-серый цвет.

Черный биотит обычно образует более крупные выделения среди светлой основной массы, которые часто косо расположены по отношению к слоистости. Ставролит преобладает над андалузитом и часто встречается один. Наряду со ставролитом почти повсеместно присутствует розовый гранат. Ставролит встречается в виде кристаллов размером в среднем 0,5—3 см. Андалузит образует выделения с перламутровыми плоскостями голубовато-серого цвета, неправильной формы, изредка с характерным розовым крестом в центре кристаллов. Микроскопически наблюдается прорастание андалузита кварцем. Размер порфиробласт андалузита 1—5 см, реже встречаются более мелкие зерна.

Основная масса представлена тончайшими чешуйками мусковита и зернами кварца размером 0,02—0,04 мм, содержащимися в резко изменяющихся количественных соотношениях. В качестве второстепенных минералов в основной ткани этих сланцев спорадически содержатся биотит, графит и акцессорные: циркон, турмалин, монацит, сфен, апатит, рутил, рудный минерал. Кроме того, иногда в породе встречается хлорит, развивающийся по биотиту и ставролиту. Структура сланцев определяется как порфиробластовая и пойкилопорфиробластовая с микрогранолепидобластовой и микролепидогранобластовой структурой основной массы.

3. Верхняя подсвита ( $Pt_{1-2}Pl_3$ ), представленная кварцево-биотитовыми микросланцами с редкими прослоями этих же сланцев, содержащих порфиробласты андалузита, ставролита и граната, развита между оз. Пялкъярви и оз. Леппялампи. Породы этой подсвиты подстилают вышележащую свиту илола и довольно резко граничат с породами средней подсвиты пялкъярви. Мощность подсвиты 250—300 м. В верхней ее части отмечены кварцевые конгломераты (Хакман, 1929 г.; Фростерус, 1912), которые наблюдались в двух пунктах к юго-востоку от оз. Пялкъярви. В 1,5—2,0 км к юго-востоку от оз. Пялкъярви в тонкозернистом темно-сером кварцево-биотитовом цементе иногда с андалузитом встречаются гальки темно-серого кварцита размером от 0,5 до 8 см.

Макроскопически кварцево-биотитовые сланцы представлены тонко рассланцованной полосчатой породой темно-серого цвета, иногда с зеленоватым оттенком, с размером зерен 0,05—0,07 мм. Породы этой подсвиты характеризуются равномерно-зернистым сложением и довольно постоянным составом. Они состоят из зерен кварца и пластинок биотита, развитых примерно в одинаковых количествах. В значительном количестве

присутствуют: олигоклаз, графит, а также мусковит и хлорит (местами), развивающиеся по биотиту; акцессорными минералами являются: рудный минерал, эпидот, турмалин и апатит. Спорадически в верхней части разреза в породе появляются мелкие иголки амфибола, концентрирующиеся в виде пятен.

От кварцево-биотитовых сланцев других подсвит сланцы данной свиты отличаются более темной окраской, менее отчетливо выраженной сланцеватостью и наличием редких иголок амфибола, кристаллов ставролита и андалузита, а в целом отсутствием ритмично-слоистого строения. Описываемая подсвита является переходной, между свитами пялкъярви и илола.

Граница свиты с вышележащими порфиробластическими амфиболитами резкая. Наличие кварцевых конгломератов указывает на существование небольшого размыва после образования пород свиты пялкъярви.

Свита илола представлена лейкократовыми порфиробластическими амфиболитами, кварцитами и биотито-кварцевыми сланцами. Эти породы слагают самые верхние части разреза ладожской серии. Они обнажены к юго-востоку от оз. Пялкъярви в ядре синклинали складки. На геологической карте площадь распространения этой свиты имеет эллипсоидальную форму. Свита подразделяется на две подсвиты.

1. Нижняя подсвита ( $Pt_{1-2}Il_1$ ) общей мощностью 250—300 м сложена однородными лейкократовыми порфиробластическими амфиболитами. Они представляют собой мелкозернистые, иногда почти афанитовые, серые с зеленоватым оттенком породы, с неравномерно распределенными узкопризматическими кристаллами актинолита. Размер зерен в основной массе 0,05—0,3 мм, размер порфиробластических кристаллов актинолита 1—2 мм. Структура порфиробластовая с гранобластовой структурой основной массы. Последняя состоит из мелких зерен кварца, пластинок зеленоватого биотита, иголок лучистого амфибола и редких зерен микроклина. Кроме основных минералов, присутствуют эпидот, магнетит и сфен.

2. Верхняя подсвита кварцитов с прослоями биотито-кварцевых сланцев ( $Pt_{1-2}Il_2$ ) имеет видимую мощность 500—550 м. Она состоит из двух толщ: нижней, кварцитовой и верхней, кварцито-сланцевой. Нижняя кварцитовая толща мощностью 250—300 м представлена серыми мелкозернистыми сливными разновидностями, состоящими в основном из изометричных зерен кварца размером 0,1—0,2 мм. В небольших количествах присутствуют: мусковит, биотит, хлорит (количественные соотношения между которыми в различных прослоях колеблются), реже олигоклаз, эпидот, цоизит, микроклин (новообразование) и акцессорные минералы: апатит, сфен, циркон, турмалин. Структура породы гранобластовая — мозаичная, иногда зубчатая. В однородной толще серых кварцитов встре-



1. Верхний отдел: ледниковые (морена) и позднеледниковые (флювиогляциальные) отложения. 2. Современный отдел: послеледниковые (озерные, торфяно-болотные, аллювиальные и элювиально-делювиальные) отложения.

### Верхний отдел (Q<sub>3</sub>)

Ледниковые отложения представлены мореной последнего оледенения, имеющей наиболее широкое распространение среди других пород четвертичной системы. По литологическим особенностям в описываемом районе выделяются: песчаная, супесчаная и суглинистая морены. Песчаная и супесчаная разновидности преобладают над суглинистой и характеризуются разнообразием механического состава. В них отмечаются все фракции, начиная от супеси и кончая крупными валунами. Суглинистая морена встречается на участках распространения слюдистых сланцев и филлитов. Она состоит из тонких серых суглинков с тем или иным количеством валунов и галек.

Позднеледниковые отложения имеют очень ограниченное развитие, они встречены только на южном берегу оз. Пялкъярви, где образуют две параллельные озовые гряды около 1,5 км длиной. Озы сложены косослоистым песчано-гравийно-галечным материалом.

### Современный отдел (Q<sub>4</sub>), послеледниковые отложения

Озерные отложения широко развиты на северо-западном берегу оз. М. Янисъярви и в районе устья р. Янисйоки. Они сложены песками и супесью с ясно выраженной горизонтальной слоистостью.

Торфяно-болотные отложения, образовавшиеся в результате обмеления и зарастания озер, имеют широкое распространение, особенно в пониженных участках.

Аллювиальные отложения, несмотря на большое количество рек, развиты на небольших площадях, что объясняется сравнительно молодой гидрографической сетью. Указанные отложения наблюдаются в руслах рек, образуя косы и пойменные террасы. Они представлены песками и галечником.

Элювиально-делювиальные отложения в виде остроугольных обломков и супеси развиты главным образом вдоль склонов возвышенностей, сложенных коренными породами.

### ИНТРУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Среди магматических образований на территории листа известны три разновозрастные группы магматических пород, среди которых преобладают гранитоиды различного состава.

1. Гнейсо-граниты архея (γА), представляющие основание вместе с мигматитами, на котором отлагались ятулийские и ладожские образования.

2. Граниты нижнего протерозоя, мигматизирующие гнейсо-граниты архея и перекрывающиеся базальными конгломератами и кварцитами сегозерско-онежской серии среднего протерозоя.

3. Средне-нижнепротерозойские метадиабазы и метагаббро-диабазы, залегающие среди гнейсо-гранитов архея и среди пород соанлахтинской свиты и ятулийских кварцито-песчаников.

4. Постладожские пегматоидные граниты и связанные с ними пегматиты, пересекающие смятые в складки сланцы ладожской серии.

### Граниты нижнего протерозоя (γPt<sub>1</sub>)

Граниты нижнего протерозоя, развитые на северном побережье оз. М. Янисъярви, слагают неправильный по форме вытянутый в северо-западном направлении массив, восточная часть которого расположена на площади смежного листа Р-36-ХIV. Здесь с ними связана интенсивная мигматизация осадочно-эффузивных образований нижнего протерозоя, местами сохраняющихся только в виде реликтов среди обширного поля гранитоидов различного состава.

На западе данное тело контактирует с гнейсо-гранитами архея. Переходы между обеими породами постепенные, осуществляющиеся через мощную зону мигматитов, преимущественно представленных послойными разновидностями. На юге эти граниты через базальные конгломераты перекрываются кварцитами среднего протерозоя и, в районе мыса Питкяниеми, срезаются интрузией метадиабазов.

Граниты нижнего протерозоя представляют лейкократовые средне- или крупнозернистые породы массивного, реже слабо выраженного гнейсовидного сложения. Гнейсовидность, проявляющаяся в плоскостной ориентировке биотита, имеет выдержанное северо-западное простирание, в общих чертах, параллельное длинной оси массива. Местами наблюдается отчетливая порфириовидная структура, обусловленная присутствием крупных (до 2—2,5 см) таблитчатых кристаллов микроклина в более мелкозернистой кварц-полевошпатовой основной массе. Окраска гранитов розовая и светло-розовая, переходящая в мясо-красную в обогащенных микроклином разновидностях.

Структура пород гипидиоморфная, гранитовидная, часто с отчетливыми следами катаклаза и более позднего окварцевания. В составе их главную роль играют: альбит, олигоклаз (обычно серицитизированный), микроклин, микроклин-пертит и кварц. Количественные соотношения между К и Са. На полевыми шпатами изменяются в широких пределах, в связи с чем среди этих гранитов выделяются плагиоклазовые, плагио-

микроклиновые и микроклиновые разновидности. Обычно в них относительно широко распространены процессы замещения плагиоклаза микроклином, сопровождающиеся появлением мirmekитов и местами узкой каймы вторичного альбита. Цветной минерал, содержание которого редко превышает 1—2%, представлен мелкочешуйчатым биотитом и образующимся по нему хлоритом. В небольшом количестве в породе присутствует кальцит, изредка минералы группы эпидота, акцессорные — магнетит, пирит, измененный лейкоксенизированный сфен, единичные зерна апатита и циркона.

Несмотря на то, что раннепротерозойский возраст данных гранитов установлен достаточно четко, характер взаимоотношений их с рудоносными гранитоидами, распространенными на площади смежного листа Р-36-ХIV, точно не установлен. По положению в региональной геологической структуре района, их, по-видимому, следует рассматривать как несколько более ранние дифференциаты того же магматического комплекса, поздними членами которого являются трещинные интрузии молибденоносных гранитов и гранодиоритов района пос. Яловвары.

#### Метадиабазы и метагаббро-диабазы нижнего, среднего протерозоя ( $\beta\mu Pt_{1-2}$ )

Метадиабазы и метагаббро-диабазы сосредоточены на северо-востоку и юго-западном побережьях оз. М. Янисъярви и к северо-востоку от него. Здесь они образуют ряд дайкообразных и штокообразных тел различной величины, залегающих среди сланцев и доломитов соанлахтинской свиты, в ятулийских кварцито-песчаниках и в контакте их с гранитами и гнейсо-гранитами архея и нижнего протерозоя. Наиболее крупным, превышающим 3 км вкост простирания, является дайкообразное тело западного побережья оз. М. Янисъярви — пос. Вяртсиля — р. Юуванйоки, северо-западная часть которого расположена на территории Финляндии.

Согласно данным Х. Хаузена (1930), Л. Н. Потрубович и О. Н. Анищенко (1956ф), метадиабазы и метагаббро-диабазы приурочены к ослабленной зоне северо-западного направления, местами совпадающей со складчатыми структурами вмещающих пород, местами же секущей их под тем или иным углом. Так в осевой части Кухиласярвинской синклинали крупные тела метадиабазов и метагаббро-диабазов залегают по разломам, следующим параллельно слоистости вмещающих доломитов и филлитов соанлахтинской свиты. В замке этой складки те же породы образуют ряд мелких параллельных тел, пересекающих различные горизонты кварцито-песчаников янг-озерской свиты.

В пределах данной группы преобладают сильно измененные разновидности, только местами сохранившие реликты первич-

ного состава и структуры. Это темно-зеленые мелко- или среднезернистые породы с массивной, реже сланцеватой текстурой, обусловленной некоторой ориентировкой игольчатых кристаллов амфибола. В составе их главную роль играет обыкновенная или уралитовая роговая обманка и вторичный, обычно полностью альбитизированный плагиоклаз. В подчиненном количестве в породе присутствуют биотит, хлорит, эпидот, кальцит, местами магнетит, изредка кварц и акцессорные. В относительно свежих разновидностях нередко сохраняется первичная офитовая структура, а также реликты авгита и плагиоклаза ряда андезина (35—40% An).

По-видимому, с этими породами генетически связаны альбититы, описанные Л. Н. Потрубович (1956ф) в районе юго-западного побережья оз. М. Янисъярви. Здесь они образуют серию сложных секущих и пластово-секущих жил среди кварцито-песчаников сегозерско-онежской серии. Мощность жил изменяется от сантиметров до 5 м. В некоторых из них включены мелкие остроугольные ксенолиты вмещающих пород. В ксенолитах и узкой контактной зоне мощностью до 5 см кварцито-песчаники несут следы воздействия альбититов, проявляющиеся в появлении в них мелких порфиробласт альбита. Жильные альбититы представляют розовые среднезернистые породы, в краевой зоне и отдельных мелких телах переходящие в аплитоподобные разновидности. В составе их, кроме шахматного альбита и кварца, содержание которого не превышает 10%, присутствуют единичные мелкие листочки биотита и мусковита. На отдельных участках порода с поверхности интенсивно загрязнена гидроокислами железа. Альбититы оз. М. Янисъярви по структуре и составу близки к жильным альбититам, описанным рядом исследователей для различных районов Карельской АССР в связи с лейкодиабазами среднего протерозоя.

На мысе Питкяниеми оз. М. Янисъярви, сланцы ладожской серии рассечены кварцево-карбонатной жилой, несущей бедное сульфидное оруденение. Так как генетическая связь ее с тем или иным комплексом магматических образований протерозоя точно не установлена, она условно рассматривается нами в связи с метадиабазами и метагаббро-диабазами сегозерско-онежской серии. Данная жила залегает среди филлитовидных сланцев, пересекая их по падению.

#### Пегматоидные граниты и связанные с ними пегматиты ( $\rho\gamma Pt_{1-2}$ )

Породы, известные в литературе под названием пегматоидных гранитов, сосредоточены в южной части территории листа, где они образуют несколько штокообразных и жильных тел среди микросланцев ладожской серии. Наиболее крупными из них являются массивы северо-западного побережья оз. Руокоярви и окрестностей пос. Пиртипохья, южные части которых



расположены на площади смежного листа Р-36-ХІХ. Жилы пегматоидных гранитов и связанных с ними пегматитов известны также в районе оз. Пялкъярви, где при мощности 10—15 м они прослеживаются по простиранию на сотни метров и более. Контакты гранитных тел обычно резкие, нередко ориентированные вкрест простирания складчатой структуры ладожских сланцев. Часто граниты содержат ксенолиты вмещающих пород различной величины и формы. Микросланцы в зоне контакта мощностью от десятков сантиметров до нескольких метров обычно отчетливо фельдшпатизированы, местами ороговиканы и обогащены турмалином. Судя по форме залегания в виде секущих или пластово-секущих тел и внутренней структуре последних, это крутопадающие почти вертикальные, позднекинематические интрузии трещинного типа, на которых, по-видимому, заканчивается проявление постладожского магматизма.

Пегматоидные граниты данного региона представляют лейкократовые породы белого, розоватого или голубоватого цвета. Характерной особенностью их является чрезвычайно неравномернозернистое сложение, обусловленное чередованием относительного мелкозернистых участков гранитного облика с неправильными, гнездообразными или линзообразными зонами типичного пегматита. В последних размер зерен полевого шпата и кварца достигает 5—7 см. Наибольшее распространение имеют массивные разновидности. Подчиненную роль играют слегка гнейсовидные граниты, плоско параллельные структуры которых имеют близкое к меридиональному простирание и почти вертикальное падение. Нередко отчетливо выражены процессы дробления, местами, преимущественно в контактных зонах, приводящие к образованию типичных катаклазитов.

Структура пегматоидных гранитов гипидиоморфная, бластогранитная, местами гранофитовая и гранобластическая. В составе их главную роль играют альбит—олигоклаз, микроклин или микроклин—пертит, содержание которых изменяется в широких пределах, и кварц. В небольшом количестве здесь же присутствуют: мусковит, турмалин, биотит, гранат, апатит, вторичный серицит и изредка цоизит. В составе тяжелой фракции широко распространены: ильменит, пирит, халькопирит, гематит и магнетит (Билибина, 1953ф). По преобладанию того или иного полевого шпата среди этих пород выделяются плагио-клазовые и плагио-микроклиновые граниты, а по характеру цветного минерала турмалино-мусковитовые и биотитовые разновидности. В основном распространены граниты с турмалином и мусковитом.

Размер пластинок слюды в них, составляющий в среднем 0,5—1,0 см<sup>2</sup>, местами достигает 10—12 см<sup>2</sup>, длина столбчатых кристаллов турмалина колеблется от долей сантиметра до 7 см. В одной из жил крупнозернистого пегматоидного гранита (пег-

матита), описанной В. Хакманом (1931) на северо-западном берегу оз. Пялкъярви, были отмечены столбчатые кристаллы турмалина размером до 7×30 см.

К юго-востоку от этого озера сланцы ладожской серии пересечены рядом небольших жил пегматита, местами обогащенного мелкими пачками мусковита.

## ТЕКТОНИКА

В пределах площади листов Р-36-ХІІІ и Р-36-ХІV выделяется два структурно-тектонических района, имеющие, начиная с ятулийского времени, свою обособленную историю развития: 1) архейский западнокарельский блок и 2) ладожский синклиорий. На описываемой территории листа Р-36-ХІІІ располагается переходная зона между этими структурными районами. В пределах каждого района выделяются два структурных яруса: нижний и верхний.

В области западнокарельского блока преобладают породы нижнего структурного яруса, представленные архейскими гнейсо-гранитами и мигматитами, с реликтами крутопадающих пород спилито-кератофировой формации и прорывающими их гранитами, условно отнесенных к нижнему протерозою. Верхний структурный ярус в пределах западнокарельского блока представлен толщей пород сегозерско-онежской серии. Породы этой серии смяты в складки с пологим залеганием крыльев. Они несогласно перекрывают глубоко эродированные образования нижнего структурного яруса.

В пределах ладожского синклиория развиты главным образом породы верхнего структурного яруса. В центральной части верхний ярус представлен геосинклинальными образованиями ладожской серии, в переходной зоне породами соанлахтинской свиты и породами ладожской серии и, наконец, в краевой зоне, на границе с западнокарельским блоком образованиями сегозерско-онежской и ладожской серий. Нижний структурный ярус в этой зоне выступает в ядрах антиклинальных поднятий, принимая участие в постладожской складчатости. Он сложен архейскими гнейсо-гранитами, гранито-гнейсами и мигматитами.

Породы верхнего структурного яруса, т. е. сегозерско-онежские и ладожские образования слагают единые складчатые структуры с крутыми углами падения крыльев, вытянутые в северо-западном—западном направлении. На границе с западнокарельским блоком складки наклонены в сторону этой жесткой глыбы. Ладожские образования здесь не прорваны гранитами; в плане они вместе с сегозерско-онежскими образованиями под острым углом срезают породы нижнего структурного яруса, прорванные гранитами и характеризующиеся

инной ориентировкой складок. Последнее особенно хорошо видно на территории соседнего листа Р-36-ХІV, где породы спилито-кератофировой толщи, вытянутые в меридиональном направлении и прорванные гранитами, срезаются породами сегозерско-онежской серии, имеющими близкое к широтному простиранию.

Древние гнейсо-граниты западнокарельского блока обладают довольно сложной внутренней структурой, характеризующейся наличием изоклиналиных складок преимущественно северо-восточного простирания, с крутыми углами падения (70—80°) и располагающихся таким образом вкрест простирания карельской складчатости. Там, где древние структуры соприкасаются с карелидами, наблюдается их приспособление к простиранию более молодых карельских структур. В древних гнейсо-гранитах залегают интенсивно складчатые нижнепротерозойские образования. Все эти образования, подвергнутые глубокой эрозии, являются основанием для пород сегозерско-онежской (ятулийской) и ладожской серий. Дизъюнктивные нарушения выражены в форме зон расланцевания и трещиноватости (северо-западного направления), выполненных гидротермальными, иногда рудными прожилками.

Ладожские и дислоцированные вместе с ними сегозерско-онежские образования слагают серию изоклиналиных и моноклиналиных складок северо-западного простирания с куполовидными антиклинальными выступами древних гнейсо-гранитов, расположенными за пределами описываемой территории. Углы падения пород изменяются от 40—50° на северо-востоке до 70—80° на юго-западе. Оси крупных складок в пределах рассматриваемого района и также на территории соседнего листа Р-36-ХІХ довольно круто погружаются на северо-запад, имея в общем волнистое простирание.

На площади листа Р-36-ХІІІ по направлению к гнейсо-гранитному блоку картируются две параллельные наиболее крупные синклинали складки: Пялкъярвинская и Кухиласварская, разделенные между собой в районе мыса Корканиеми, о. Контиосари и мыса Питкяниеми антиклинальной складкой (рис. 6). Пялкъярвинская синклиналиная складка, за исключением ее юго-западной части, имеет прямое строение с углами падения крыльев 40—60° по направлению к центру. В ядре этой складки обнажены породы самых верхних свит ладожской серии пялкъярвинской и илола. Кухиласварская синклиналиная складка и антиклиналь мыса Корканиеми характеризуются изоклиналиным залеганием пород. Осевые плоскости этих складок наклонены на северо-восток в сторону гнейсо-гранитного блока. В своде антиклинальной складки на мысе Корканиеми обнажается соанлахтинская доломито-сланцевая свита. В ее юго-западном крыле, на о. Контиосари, и в северо-восточном крыле, на о. Ниннисари, на размытой поверхности пород указанной

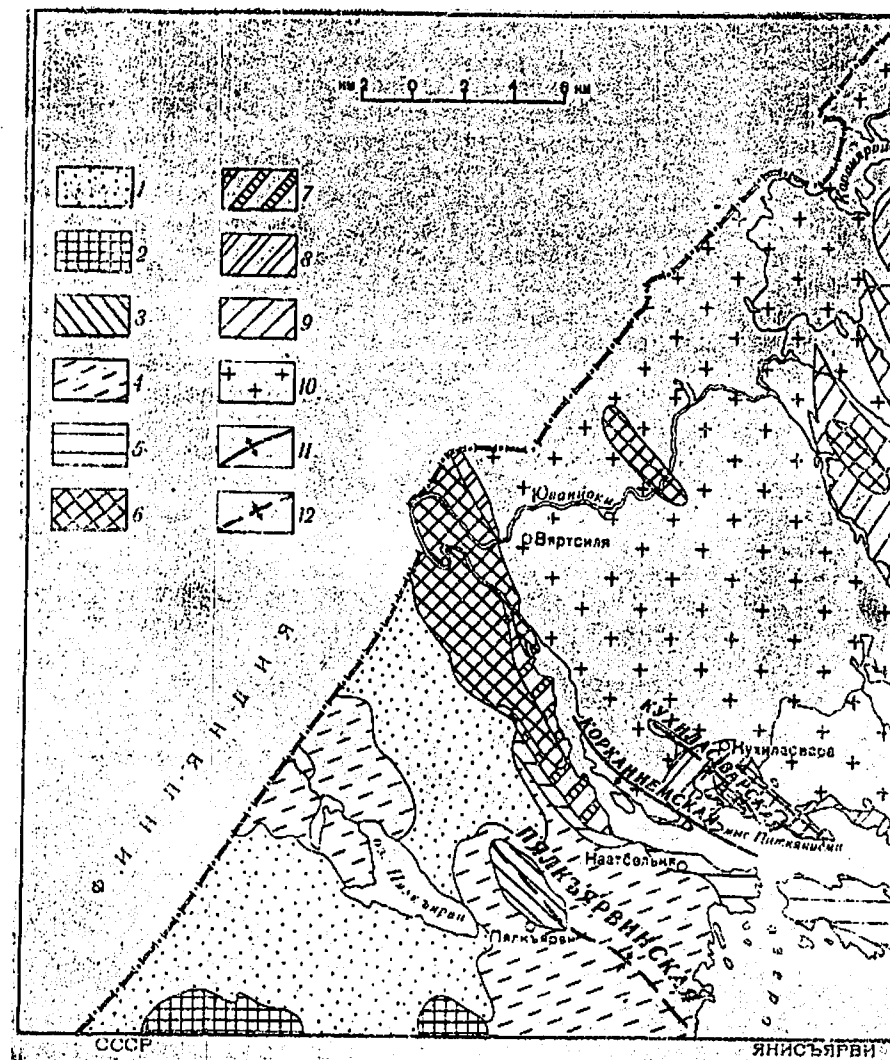


Рис. 6. Схема тектонического строения территории листа Р-36-ХІІІ  
 1 — четвертичные отложения; 2 — послаладожские интрузии; 3 — ладожская серия, свита илола; 4 — ладожская серия, свита пялкъярви; 5 — ладожская серия, свиты контиосари, наатселькя; 6 — постятулийские интрузии; 7 — соанлахтинская свита; 8 — сегозерско-онежская серия (ятульская свита); 9 — парандовская серия; 10 — архейские гнейсо-граниты и другие породы; 11 — оси антиклинальных складок; 12 — оси синклиналиных складок



свиты залегают базальные образования. В замке этой складки, на мысе Корканиеми, доломито-сланцевая соанлахтинская свита подстилается янгозерской свитой кварцитов и аркозов с базальными образованиями в основании, которые залегают уже на размытой поверхности древних гнейсо-гранитов.

Ядро Кухиласварской синклинальной складки сложено кварцитами и тонколечточными сланцами свиты контиосари и нижней подсвитой наатселькя, т. е. породами нижних свит ладожской серии. Из детальной карты мыса Питкуниеми следует, что в пределах этой складки так же, как и в других структурах, породы собраны в серию складок более низких порядков.

На контакте с древними гнейсо-гранитами, в предлах Кухиласварской синклинальной складки, породы сегозерско-онежской серии так же, как и породы ладожской серии собраны в серию изоклиналильных складок более низшего порядка, наклоненных на северо-восток в направлении наклона осевой плоскости основной структуры. Это хорошо видно из очертания контакта в районе оз. Кухиласлампи между породами соанлахтинской свиты и ладожскими образованиями и между сегозерско-онежскими породами и древними архейскими гнейсо-гранитами. Контакты в плане имеют согласное, волнистое очертание.

В юго-западном направлении от гнейсо-гранитов в сторону распространения ладожских образований наблюдается увеличение интенсивности складчатости. Микроструктурные элементы, линейная текстура, ориентировка «шаровых включений» и галек в ладожских конгломератах характеризуются так же, как и в других структурно-фациальных зонах, определенной направленностью. Они падают на юго-запад  $230-250^\circ$  под углом  $50-60^\circ$ . Эта ориентировка наблюдается и в сегозерско-онежских и ладожских образованиях; интенсивность ее увеличивается по мере удаления от жесткого гнейсо-гранитного блока.

Дизъюнктивные дислокации также имеют широкое развитие среди ладожских, сегозерско-онежских и более древних образований района оз. М. Янисъярви. Эти дислокации существенно не нарушают первичной стратиграфической последовательности в напластовании пород, так как не сопровождаются значительными перемещениями масс. Отмеченное явление имеет большое значение при решении стратиграфических вопросов. Чаще всего встречаются разломы и зоны дробления северо-западного направления, которые местами секут главные складчатые структуры, местами же расположены по простиранию как внутри серий разновозрастных пород, так и на контактах между ними.

Серия крупных параллельных разломов или, правильнее сказать, ослабленных зон северо-западного простирания, секущих в замке Кухиласварскую синклинальную складку и подстилающие ее гнейсо-граниты основания, наблюдается в районе пос. Вяртсиля — ур. Линнунвара — г. Кухиласвара. К этой зоне,

проходящей через весь планшет, приурочены небольшие интрузии метагаббро-диабазов и метагаббро. Последние на большем своем протяжении встречаются в доломитах и сланцах соанлахтинской свиты. Более мелкие разломы того же направления прослежены в ядре Кухиласварской синклинальной складки среди ладожских сланцев и доломитов соанлахтинской свиты в районе мысов Питкуниеми и Корканиеми. Часть отмеченных разломов выполнена карбонато-кварцевыми и карбонато-кварцево-пирротинными жилами.

Особенно интенсивное рассланцевание и зоны дробления северо-западного простирания наблюдаются на контактах пород различного литологического состава, а именно древних гнейсо-гранитов и базальных аркозов и конгломератов янгозерской свиты в центральной части полосы развития сегозерско-онежских пород ур. Лехтомяки, пос. Ялонвары, р. Хатуной (лист Р-36-XIV), в районе пос. Вяртсиля и отчасти на контакте конгломератов свиты контиосари и доломитов и сланцев соанлахтинской свиты в районе хут. Партанен. Конгломераты Партанен висячем боку рассланцованы несколько больше, чем в остальных его частях. Гальки здесь приобрели сигарообразную форму. Однако, это не является помехой для установления действительных стратиграфических взаимоотношений между контактирующими здесь породами, как предполагает Н. Г. Судовиков, так как дифференцированные движения на границах пород различной компетентности незначительны и не нарушают первичной стратификации, тем более, что нижний контакт стратиграфический.

Кроме складчатых и разрывных дислокаций для пород ладожской серии характерно образование будинаж—структур, представляющих собой полупластический тип дислокаций. Будинажу подвергнуты мергелистые и отчасти кварцитовидные прослой в свите наатселькя. Это так называемые «шаровые сланцы», с характерными роговообманковыми каемками, подробно описанные в свое время И. Седергольмом, В. Хакманом и позднее Н. Г. Судовиковым. Для данной зоны характерно развитие эллипсоидальной и, реже линзовидной формы будин. Они имеют различную степень деформации, от пластовых тел с пережимами до изолированных раздвинутых будин. Будинированные тела расположены послойно. Они принимают участие в складчатости и иногда переориентированы и разорваны в меридиональном направлении.

К постладожским разломам относятся разломы широтного направления (за пределами территории листа в центре оз. Б. Янисъярви), к которым приурочены покровы дацитов, возможно, ютнийского времени и самые молодые разломы третично-четвертичного времени, с которыми связано образование впадины оз. М. Янисъярви, и долины р. Вельяканйоки (лист

Р-36-XIV) и некоторых других впадин. Последние имеют преимущественно северо-западное направление.

Ввиду сложного геологического строения восстановить историю геологического развития данного района довольно трудно.

Нижний структурный ярус сложен разновозрастными образованиями. О его ранних этапах развития имеется очень мало данных. Самыми древними породами здесь являются гнейсограниты и мигматиты, которые сохранились в виде трудно распознаваемых реликтов среди более молодых гранитоидов. Их генезис недостаточно хорошо изучен. Среди основной массы интрузивных образований, вероятно, присутствуют и первично-осадочные породы, преобразованные в гранито-гнейсы. Остатки спилито-кератофира-амфиболитовой формации, залегающие среди поля гранитов, условно отнесенные к нижнему протерозою, указывают на формирование в этой зоне геосинклинальных образований до ятулийского возраста. Подобные образования встречаются в пределах других частей западнокарельского блока в виде крутопадающих изоклинальных складок и провалы более молодыми гранитоидами. Эти породы, вероятно, представляют собой реликты в прошлом обширной геосинклинальной зоны, которая распространялась отчасти и на описываемой территории.

История развития верхнего структурного яруса распадается на два периода: на время образования пород сегозерско-онежской серии и на период образования пород ладожской серии.

Формирование пород сегозерско-онежской серии в данном районе так же, как и на всей площади западнокарельского блока, начинается с образования конгломератов гранитного и полимиктового состава и других базальных образований, залегающих на глубоко эродированных более древних породах. На гранито-гнейсах, подстилающих ятулийские базальные образования, очень часто развивается кора выветривания. Последняя свидетельствует о континентальных условиях, характерных для периода, предшествовавшего отложению базальных слоев. Выше по разрезу базальные образования постепенно переходят в грубозернистые аркозовые плохо отсортированные кварцито-песчаники с примесью гравелитового материала. По мере накопления осадков этой свиты характер отложений меняется в сторону уменьшения зернистости, лучшей окатанности зерен и почти полного отсутствия полевошпатового материала.

В различных частях разреза средней и верхней подсвиты в кварцито-песчаниках отмечены волноприбойные знаки, косая слоистость и местами значительное количество прослоев кварцевых конгломератов. Породы нижней подсвиты, вероятно, образовались в континентальных условиях и за пределами описываемого района, судя по геологической карте масштаба 1 : 1 000 000, они отлагались на значительной площади территории южной, центральной и северной частей Карельской АССР.

Характер отложений средней и верхней подсвиты указывает на существование в период их образования на обширной территории мелководного эпиконтинентального морского бассейна, распространившегося в пределах сравнительно мало подвижного участка земной коры, ранее испытывавшего геосинклинальное развитие. В ряде мест устанавливается несогласное налегание пород янгозерской свиты на ранее складчатые и прорванные гранитами более древние образования.

Анализ мощностей янгозерской свиты в пределах всего западнокарельского блока показывает, что максимальные мощности преобладают в центральной части этого блока и уменьшаются по направлению к периферии. Это дает основание предполагать, что области сноса располагались по периферии обширного бассейна, располагавшегося примерно в пределах западнокарельского блока. В описываемом районе, попадающем в краевую юго-западную часть этого блока, наблюдается резкое изменение мощностей нижней свиты. Такое же изменение мощности отмечается и в более восточных частях Карельской АССР, в пределах Онежского синклинория между Суоярвской и Туломозерской структурами. Резкое изменение мощностей, вероятно, связано с неравномерным прогибанием края бассейна и наличием размывов между временем отложения свит.

Породы туломозерской свиты на площади листа Р-36-XIII отсутствуют. Судя по разрезам на территории соседнего листа Р-36-XIV и по данным более восточных районов Карельской АССР, где породы этой свиты развиты типично и представлены терригенно-карбонатными фациями, они трансгрессивно залегают на разных горизонтах янгозерской свиты, а в самых южных районах даже непосредственно на более древних гнейсогранитах. Между породами янгозерской и туломозерской свит иногда встречаются кварцевые конгломераты, свидетельствующие о местных регрессиях.

Мощность туломозерской свиты так же, как и мощность янгозерской свиты уменьшается в юго-западном направлении. Бассейн, в котором происходило накопление пород туломозерской свиты, имел сравнительно широкое площадное распространение и характеризовался окислительной средой (гематитовое оруденение). В периферической зоне распространения пород туломозерской свиты и в частности в районе, примыкающем к территории описываемого листа, наблюдается резкое уменьшение мощности свиты, что свидетельствует или о фациальном ее выклинивании или, что менее вероятно, о размыве после ее отложения. По-видимому, этим и объясняется отсутствие пород туломозерской свиты в описываемом районе.

Соанлахтинская свита, по данным О. Н. Анищенковой и Л. Н. Потрубович, коррелируемая с заонежской свитой района Онежского озера и других районов Карельской АССР, залегает трансгрессивно на различных пачках янгозерской свиты, на

породах туломозерской свиты и непосредственно на древних гнейсо-гранитах. Такое залегание пород хорошо прослеживается в районе пос. Вярсиля на площади листа Р-36-ХІІІ и у пос. Ялонвара на территории листа Р-36-ХІV. В пределах же площадей листов Р-36-ХІХ и Р-36-ХХ типичная доломито-сланцевая соанлахтинская свита на юго-западе замещается эффузивно-доломитовой питкъярантской свитой. На рассматриваемой территории породы соанлахтинской свиты залегают непосредственно на породах янгозерской свиты, переслаиваясь с ними. Здесь, как уже отмечалось, из разреза полностью выпадает туломозерская свита. Мощность соанлахтинской свиты как на площади листа Р-36-ХІІІ, так и на площади листа Р-36-ХІV отличается большим постоянством по сравнению с нижележащими свитами.

Соанлахтинская свита в описываемом районе подобно заонежской свите, развитой в районе Суоярви и Онежского озера, представлена толщей переслаивания мелкозернистых и тонкозернистых серых доломитов с филлитами и графитовыми сланцами. Для этой свиты характерна загрязненность пород тонкораспыленным графитистым веществом и в определенных верхних пачках туфовым материалом.

Отложение пород нижней подсвиты в рассматриваемом районе происходило в условиях колебания дна моря — в ней чередуются пачки филлитов и доломитов. Породы следующей подсвиты представлены филлитами и графитовыми сланцами с прослоями тех же доломитов. Затем режим бассейна опять несколько меняется и в нем отлагаются более однородные преимущественно карбонатные осадки с очень редкими прослоями филлитов с тонкими туфовыми и кремнистыми прослоями. В конце периода накопления осадков этой свиты отлагались алевритовые и алевритистые филлиты с прослоями доломитов и с редкими прослоями графитовых сланцев.

Сопоставление разрезов соанлахтинской свиты в районе оз. М. Янисъярви с разрезами заонежской свиты, развитой в районе Суоярви и Онежского озера (см. рис. 1) показывает, что две нижние подсвиты представлены одними и теми же породами. Верхние подсвиты в районе Суоярви неизвестны, а в районе Онежского озера они представлены осадочно-вулканогенными фациями.

Отложение пород соанлахтинской свиты описываемого района и заонежской свиты в пределах других районов южной части Карельской АССР происходило при общей трансгрессии бассейна в юго-западном направлении в условиях восстановительной среды (шунгитовое и углистое вещество в породах).

Породы ладожской серии, по данным О. Н. Анищенковой и Л. Н. Потрубович, трансгрессивно залегающие на отложениях соанлахтинской свиты, представлены геосинклинальными терригенными фациями. В краевой части геосинклинальной зоны

и в частности на описываемой площади, на границе с западно-карельским блоком, разрез ладожских образований начинается с базальной свиты кварцитов и конгломератов.

Базальные кварциты и конгломераты выше по разрезу сменяются тонкогенточными сланцами с прослоями кварцитов и затем горизонтом очень своеобразных сливных кварцитов с конической отдельностью. Эти образования, выделенные в качестве свиты контиосари, залегают между породами соанлахтинской свиты и вышележащими породами свиты наатселькя. В базальных конгломератах, развитых в основании этой свиты, встречаются гальки кварцитов, метадиабазов, диоритов, песчаных известняков, графитовых сланцев и филлитов соанлахтинской свиты.

Сливные кварциты выше по разрезу сменяются мощной толщей ритмичнослойных первичноалевролитоглинистых осадков свиты наатселькя. На контакте породы переслаиваются. Мощность ритмов увеличивается снизу вверх. Залегание пород свиты наатселькя на породы свиты контиосари установлено непосредственно в обнажениях. Отложения свиты наатселькя, в свою очередь, перекрываются породами свиты палкъярви, представленными неравномерно ритмичнослойными и высокоглиноземистыми первичноалевролитоглинистыми осадками, в настоящее время превращенными в микросланцы и филлиты, обогащенные ставролитом и андалузитом. Из более молодых образований этой серии, залегающих на высокоглиноземистой толще осадков, к юго-западу от оз. Пялкъярви, развиты лейкократовые порфиробластические амфиболиты и кварциты. Мощность ладожской серии 4000—4500 м.

Таким образом, в описываемом районе, являющемся участком краевой части геосинклинальной зоны, ладожские образования представлены типичными флишеподобными геосинклинальными образованиями. Развитие этой геосинклинальной зоны начинается с отложения относительно мелководных образований — кварцитов и конгломератов. Позднее, по мере углубления бассейна, отлагались более глубоководные ритмичнослойные алевролитоглинистые осадки типа флиша. На северо-западе, уже в пределах Финляндии, эти образования выделяются под названием калевия и, судя по работам Х. Вайринена, они с перерывом и несогласием залегают на ятулийских (сегозерско-онежских) образованиях. По данным исследований О. Н. Анищенковой, Л. Н. Потрубович и позднее Л. Я. Харитонова, ладожские образования, лежащие на простирании калевийских, также с перерывом и несогласием залегают на сегозерско-онежских. Другие советские исследователи, как уже ранее отмечалось, и в частности К. О. Кратц (1955 г.) видят в ладожских образованиях флиш дотятулийской (нижнекарельской — нижепротерозойской) геосинклинали, а сегозерско-онежские образования рассматривают или как молассы нижнекарельской гео-

синклинали или же как образования передового прогиба (Лобанов, 1957ф), т. е. как более молодые образования.

Развитие подвижного пояса, сложенного ладожскими образованиями, сопровождалось колебательными движениями и складчатостью, с различными этапами которых в центральной части геосинклинальной зоны, уже за пределами территории листа, связана интенсивная магматическая деятельность. Складчатость развивалась очень интенсивно. В ней, кроме ладожских образований, принимали участие более древние гнейсо-граниты основания, а также породы сегозерско-онежской серии. В пределах описываемой площади, т. е. в краевой части геосинклинальной зоны, интрузивные породы встречаются в виде посторогенных интрузий пегматоидных гранитов только в самой юго-западной его части.

## ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф территории листа обусловлен главным образом рельефом поверхности кристаллических пород, который в значительной мере зависел от геологических структур, литологии пород и проявления трещинной тектоники. Для пород с одинаковыми физико-химическими свойствами характерны одинаковые формы рельефа.

Геологическое проявление трещинной тектоники обычно не устанавливается, но в рельефе сеть трещин выражена довольно отчетливо и находит свое отражение в вытянутых прямолинейных формах заливов оз. Янисъярви и отдельных участков речных долин. Трещины, ориентированные параллельно простиранию складчатых структур, способствовали возникновению грядовых форм рельефа. Трещины, ориентированные перпендикулярно или косо по отношению к складчатым структурам, обусловили прерывистое строение этих гряд.

Окончательную обработку рельеф кристаллических пород получил в результате ледниковой экзарации в четвертичное время. Экзарационная деятельность ледника придала положительным формам рельефа сглаженные формы. На пенепленизированную поверхность кристаллического фундамента наложены аккумулятивные формы рельефа, происхождение которых связано с деятельностью ледника из поздние- и послеледниковых озерных и морских бассейнов. Ледниковые отложения не образуют самостоятельных форм рельефа. Они сглаживают неровности поверхности кристаллических пород, придавая рельефу плавные очертания. Озерные отложения образуют незначительные по площади аккумулятивные равнины.

Учитывая основные особенности морфологии и генезиса рельефа на описываемой площади листа, можно выделить следующие его типы:

- 1) структурно-денудационный с наложенными аккумулятивными формами,
- 2) аккумулятивный.

1. Структурно-денудационный тип с наложенными аккумулятивными формами рельефа имеет наиболее широкое развитие. Он подразделяется на крупнохолмистый, грядовый и равнинный рельеф.

Крупнохолмистый рельеф развит на архейских гнейсо-гранитах, имеющих распространение в северо-западной части площади листа. Он характеризуется крупными холмами со слабо выраженной северо-западной ориентировкой. Максимальная абсолютная отметка холмов 205 м. Длина холмов не превышает 2—3 км, склоны обычно пологие. Понижения между холмами заболочены.

Грядовый рельеф развит главным образом в районе оз. М. Янисъярви. Устойчивые в отношении процессов выветривания кварциты и метадиабазы образуют высокие гряды, резко выделяющиеся в рельефе, северо-западная ориентировка которых совпадает с простиранием складчатых структур. Абсолютные отметки этих гряд 100—130 м. Относительная их высота 50—60 м. Гряды характеризуются острыми вершинами, крутыми и местами обрывистыми склонами. Протяженность их обычно 3—5 км.

На филлитах, доломитах и микросланцах, занимающих юго-западную часть территории и наиболее легко поддающихся разрушению, обильно развит мелкогрядовый рельеф. Он характеризуется незначительными колебаниями отметок от 5 до 15 м. Гряды имеют протяженность десятки—сотни метров, склоны их обычно очень пологие.

Равнинный рельеф развит в юго-западной части площади листа и относится к типу плосковолнистой равнины.

2. Аккумулятивные типы рельефа генетически можно подразделить на озерные и биогенные.

Озерно-аккумулятивные формы развиты на северо-восточном побережье оз. Янисъярви, в районе пос. Вярсиля и оз. Кухиласлампи, где они образуют прекрасно выраженные озерные террасы, сложенные песками и суглинками. Поверхность этих террас очень ровная, местами заболоченная, превышающая уровень воды в озере на 15 м. На других более мелких озерах террасы отсутствуют, но все они окаймлены неширокими пляжевыми полосами или же ровными заторфованными берегами.

Биогенные аккумулятивные формы, сложенные преимущественно торфяниками, встречаются повсюду, но не имеют широкого площадного развития, не считая участка на западном берегу оз. Пялкъярви. Они развиты главным образом в долинах рек и вокруг озер.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

В пределах территории листа отмечено всего лишь шесть месторождений полезных ископаемых, из них два месторождения известняка (4, 6)<sup>1</sup>, одно — гнейсо-гранита (1) и три — песчано-гравийно-галечного материала (2, 3, 5). Из указанных месторождений только одно (3) разрабатывается в настоящее время местными организациями для получения балластного материала.

### Строительные материалы

#### *Изверженные породы*

**Гнейсо-граниты.** У пос. Вяртсиля расположен старый карьер, из которого добывался гнейсо-гранит, используемый в качестве облицовочного материала. По возрасту указанные гнейсо-граниты относятся к архейскому интрузивному комплексу. Более подробная характеристика гнейсо-гранита отсутствует.

#### *Карбонатные породы*

Карбонатные породы на площади листа слагают первую и третью подбиты соанлахтинской свиты мощностью 250—300 м, выступая в крыльях Корканиемской антиклинальной складки.

В районе ур. Линнувара на юго-западном берегу оз. М. Янисъярви отмечено два ранее разрабатывавшихся нафлюс (Вяртсиловский завод) мелких месторождения известняка и доломита. Месторождение Линнувары представляет собой три пластообразных тела известняков и доломитов, залегающих среди окварцованных и пиритизированных их разновидностей, тонко переслаивающихся с графитовыми сланцами. Мощность отдельных карбонатных тел колеблется от 25 до 70 м в центральных частях, уменьшаясь до 10—12 м на флангах. Химический состав карбонатных пород данного месторождения изменяется в следующих пределах: СаО 18,07—48,84%; MgO 1,48—25,21%; нерастворимый остаток 4,74—27,60%.

На месторождении Улонвара известняки мощностью 0,1—0,36 м чередуются с черными пиритизированными графитистыми филлитами, слагая пачки мощностью 7—27 м. Всего на месторождении выделено пять пачек, залегающих среди однородной толщи пиритизированных сланцев. Химический состав наиболее чистых разновидностей следующий: СаО 47,47—44,89%; MgO 3,52—8,46%; п. п. п. 16,77—17,78%.

Значительная часть запасов отмеченных месторождений выработана, в настоящее время практического интереса они не представляют.

<sup>1</sup> Цифры в круглых скобках обозначают номер месторождения на карте полезных ископаемых.

## Обломочные породы

**Песок, галька, гравий.** В пределах площади листа известно три карьера песчано-галечно-гравийного материала (2, 3, 5); из них два разрабатывались раньше и один эксплуатируется в настоящее время для местных нужд. Месторождения связаны с мореной. Запасы данного сырья очень велики.

Перспективы нахождения рудных и нерудных полезных ископаемых в пределах территории листа невелики, за исключением строительных материалов — гнейсо-гранитов и обломочных пород, запасы которых практически неограничены. Для промышленного освоения месторождений строительных материалов необходимо специальное изучение их.

Из карбонатных пород в районе преобладают доломитовые мраморы, значительно загрязненные силикатными минералами, содержащие, по данным Северной экспедиции, СаО 24,62—35,30%; MgO 2,86—20,36% и нерастворимый остаток 1,68—29,36%. Среди сравнительно хорошо выдержанных по простиранию пачек и горизонтов первой и третьей подбиты соанлахтинской свиты возможно нахождение небольших участков более чистых разновидностей карбонатных пород, отвечающих требованиям промышленности для производства извести. Кроме того, возможно их использование в сельском хозяйстве для известкования кислых почв.

В отношении сульфидного оруденения некоторый интерес представляет район мыса Питкяниеми, где среди ладожских филлитов и микросланцев (свита наатселькя) встречена карбонатно-кварцевая жила близкого к широтному простирания, содержащая вкрапленность пирротина, пирита и халькопирита. Рудные минералы главным образом приурочены к центральной части жилы, цементируя раздробленную кварцево-кальцитовую породу. Мощность жилы колеблется от 10 до 20 м, мощность оруденелой ее части 1—5 м. Жила прослежена на расстоянии 550 м, причем юго-восточный конец ее, расположенный под озером, не изучен. Содержание меди в жиле весьма незначительное и колеблется от 0,01 до 0,21%, редкие элементы, по данным спектральных анализов, отсутствуют. Жила в изученной части промышленного значения не имеет. При проведении детальных поисковых работ в пределах зон рассланцевания протерозойских пород возможно нахождение более ценных рудных месторождений, например колчеданных.

Детальное изучение результатов анализов металлометрических проб, отобранных в районе озер Пялкъярви-Янисъярви по сетке 100 м × 1 км, не позволило выделить на исследованной площади ни одного заслуживающего внимания ореола рассеяния цветных и редких металлов. Содержания молибдена, меди, цинка, свинца, никеля и кобальта в общем очень незначительные и в большинстве случаев составляют тысячные доли процента.

По данным шлихового опробования отмечен ряд точек с несколько повышенным содержанием шеелита, рутила, циркона, ильменита и монацита. По заключению О. Н. Анищенковой, они не заслуживают первоочередного изучения.

Как высокоглиноземистое сырье необходимо отметить широко распространенные на площади листа кварцево-мусковито-биотитовые микросланцы свиты пъякъярви, содержащие порфиробласты ставролита и реже андалузита и граната. Размеры порфиробласт колеблются от долей миллиметра до 3—5 см. Содержание их в породе достигает 5—20%, причем наибольшая концентрация наблюдается в средней подсвите. Ставролит преобладает над андалузитом. Содержание последнего на территории листа незначительно. Более высокая концентрация андалузита в породах той же свиты наблюдается южнее, на площади листов Р-36-ХІХ и Р-36-ХХ.

## ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ

Подземные воды рассматриваемой территории приурочены как к кристаллическим породам, так и к четвертичным отложениям.

В коренных породах, представленных в данном районе гнейсо-гранитами архея, кварцито-песчаниками и кристаллическими сланцами протерозоя, подземные воды распределены по трещинам, разбивающим эти породы в различных направлениях. Наиболее интенсивная трещиноватость коренных пород, по данным буровых скважин, пройденных на территории соседнего листа Р-36-ХІV, отмечается до глубины 15—20 м от поверхности. Глубже количество трещин резко уменьшается, и породы практически становятся неводоносными. На больших глубинах возможно наличие лишь отдельных сильно обводненных трещин тектонического происхождения. В общем водообильность кристаллических пород этого участка сравнительно невелика. Величина водопоглощения, по данным ориентировочных подсчетов, вряд ли превышает 0,05 л/сек.

Подземные воды в четвертичных отложениях относятся к порово-пластовому типу вод. Они приурочены к песчаным разностям этих отложений и часто залегают непосредственно на коренных породах, реже на глинах и суглинках. Мощность четвертичного покрова резко колеблется от 0 до 40 м. Мощность водоносного слоя в нем составляет в среднем 0,5—0,8 м. Глубина залегания уровня подземных вод как в четвертичных, так и в коренных породах непостоянна и меняется от 0,5 до 5,0 м, в редких случаях, на возвышенностях, достигая 15 м. В пониженных участках рельефа, с широко развитым торфяным покровом, вода наблюдается с поверхности в виде открытого зеркала или залегает на незначительной глубине (0,1—0,3 м).

Ввиду отсутствия водоупора между четвертичными и коренными породами подземные воды в них смешиваются и могут рассматриваться как единый водоносный горизонт ненапорных или слабо напорных вод, состоящий из двух ярусов, различающихся по степени обводненности и условиям циркуляции вод. Все водоносные горизонты имеют между собою гидравлическую связь и дренируются реками и озерами. Направления подземных потоков совпадают с общей ориентировкой гидрографической сети. Основным источником питания подземных вод в коренных и четвертичных породах являются атмосферные осадки, годовое количество которых не превышает 600 мм.

По химическому составу подземные воды — нормальнопресные, гидрокарбонатно-кальциевые, слабоминерализованные. Сумма растворимых минеральных солей колеблется от 15 до 998 мг/л, наиболее распространенная 40—200 мг/л.

Водопункты рассматриваемой территории в основном питаются водами четвертичных отложений. Источников и колодцев, питающихся трещинными водами кристаллических пород, здесь не встречено. Учитывая же наличие таких источников на смежных площадях, возможность нахождения их в данном районе не исключается.

По химическому составу как поверхностные воды рек и озер, так и подземные воды четвертичных и коренных кристаллических пород полностью отвечают требованиям, предъявляемым к воде для питьевых, хозяйственных и технических целей.

## ЛИТЕРАТУРА

### Опубликованная

- Бискэ Г. С. Геоморфология и четвертичные отложения Северного Приладожья. Изв. Карело-Финского фил. АН СССР, № 4, 1953.
- Перевозчикова В. А., Глебова-Кульбах Г. О. Объяснительная записка к карте масштаба 1:1 000 000. Лист Р-35/36, 1957. (Петрозаводск).
- Судовиков Н. Г. Тектоника, метаморфизм, мигматизация и гранитизация пород ладожской формации. Тр. Лабор. геол. докембрия, вып. 4, 1954.
- Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Тр. Ленингр. Гос. ун-та, вып. 23, 1941.
- Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины (стратиграфия). Тр. ВСЕГЕИ, т. 17, нов. сер., 1956.
- Berghell H. De prejäatulska skifferarna norr om Ladoga Geol. För. Stockh. Förh. Bd. 34. Hf, 1912.
- Frosterus B. Bergbyggnaden i sydöstra Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande N 13, 1912.
- Hackman V. Geologisk översiktskarta över Finl. sect. D 2 Nyslott, 1931.
- Hausen H. Geologie des Soanlachtgebietes im südlichen Karelrien. Bull. Comm. Geol. Finlande N 90, 1930.
- Meitzger A. Jatulischen Bildungen von Suojärvi in Ostfinland. Bull. Comm. Geol. Finlande, N 64, 1924.
- Sederholm J. J. Ueber eine archaische sediment formation im Südwestlichen Finland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des grundgebirges Bull. Comm. Geol. Finlande N 6, 1897.
- Sederholm J. J. On the geology of Fennoscandia with special reference to the preacambrian (Explanatory notes to accompany a general Geological map of Fennoscandia). Bull. Com. Geol. Finlande N 98, 1932.
- Wegmann C. E. Beispiele tectonischer Analysen des grundgebirges in Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande N 87, 1929.
- Wilkman N. N. Beskrifning till kartbadet N 32. Geol. Com., 1896.
- Väyrynen H. Ueber die Stratigraphie der Karelischen Formationen. Bull. Comm. Geol. Finlande N 101, 1933.

### Фондовая

- Валуев П. А., Осипова А. И., Сахарова Н. К., Петрови-  
чева А. И. Отчет о комплексных геологических, гидрогеологических и почвен-  
ных исследованиях на территории, примыкающей к северо-западной части  
Ладожского озера (Р-35-XXIV, Р-36-XIII, Р-36-XIX), СЗГУ, 1948.
- Демина М. Е. Графитсодержащие породы Северного Приладожья и их  
генезис. СЗГУ. Автореф. дисс. на соискание уч. степени канд. геол.-минерал.  
наук, 1952.

Лобанов И. Н., Кицул В. И., Иванова О. П. Материалы по геоло-  
гии района Пялъярви—Янисъярви—Ялонвара (партия № 12, 1954—1955 гг.),  
СЗГУ, 1956.

Миндлина А. А. Выдержки из отчета Вяртсиловской геологопоисковой  
партии за 1946—1947 гг. СЗГУ, 1947.

Михайлюк Е. М., Морозов М. И., Громова З. Т. Отчет о съемоч-  
но-поисковых работах, проведенных в Суоярвском и Сортавальском районах  
Карельской АССР (Харсуварская партия), СЗГУ, 1957.

Поляк М. К. Отчет о геофизических работах Янис-Ярвинской партии  
за 1954 г. СЗГУ, 1955.

Поляк М. К., Виноградова Н. И. Отчет о геофизических работах  
Янис-Ярвинской партии за 1955 г. СЗГУ, 1956.

Попова Е. Э. Отчет о работе Онежско-Ладожской экспедиции за  
1953 г. ЦЗГУ, 1954.

Потрубович Л. Н., Паутова Т. И., Кудрев А. Ф. Отчет о гео-  
логоразведочных работах на Ялонварском месторождении северного кол-  
чедана в Сортавальском районе КФССР за 1948—1949 гг. СЗГУ, 1950.

Потрубович Л. Н., Егорова Н. А. Краткий отчет о геолого-обсле-  
довательских работах в районе Соанлахти—Ялонвара, проведенных осенью  
1952 г. СЗГУ, 1952.

Потрубович Л. Н., Анищенко О. Н. Отчет Янисъярвинской  
партии о геологопоисковых и съемочных работах в Сортавальском районе  
КФССР в 1953—1955 гг. СЗГУ, 1956.

Харитонов Л. Я. Отчет по ревизионным исследованиям по страти-  
графии протерозойских образований Карелии. СЗГУ, 1956.



Приложение 1

Список материалов, использованных для составления карты полезных ископаемых листа Р-36-ХІІІ масштаба 1:200 000

№ п. п.	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
1		Балансы запасов полезных ископаемых, по состоянию на 1/1 1956 г.	1956 г.	Фонды СЗГУ
2		Кадастры месторождений полезных ископаемых по состоянию на 1/1 1956 г.	1956 г.	Фонды СЗГУ
3		Паспорта месторождений полезных ископаемых		Фонды СЗГУ
4	Борисов П. А.	Обзор нерудных ископаемых присоединенных территорий	1941 г.	Фонды СЗГУ, 5061
		Отчет Рускеальской рекогносцировочной партии № 3		
5	Валуев П. А., Осипова А. И., Захарова П. К., Петровичева А. И.	Отчет о комплексных геологических, гидрогеологических и почвенных исследованиях на территории, примыкающей к северо-западной части Ладожского озера	1948 г.	Фонды СЗГУ, 0013823
6	Вейхер А. А.	Карбонатные породы Южной Карелии. (Отчет о работе Средне-Карельской карбонатной партии за 1951 г. в Медвежьегорском, Кондопожском, Петровском, Сортавальском и Питкярантском р-нах КФССР)	1952 г.	Фонды СЗГУ, 11466

Продолжение прилож. 1

№ п. п.	Фамилия и инициалы автора	Название работы	Год составления или издания	Местонахождение материала, его фондový номер или место издания
7	Глебова-Кульбах Г. О.	Объяснительная записка к Государственной карте полезных ископаемых СССР масштаба 1:1 000 000, лист Р-35/36	1959 г.	Фонды СЗГУ
8	Лобанов И. Н., Кицул В. И., Иванова О. Т.	Материалы по геологии района Пялкъярви—Янисъярви—Ялонвара (Партия № 12, 1954—1955 гг.)	1956 г.	Фонды СЗГУ, 014810
9	Миндлина А. А.	Выдержки из отчета Вяртсильской геолого-поисковой партии за 1946—47 гг.	1947 г.	Фонды СЗГУ, 9887
10	Нечаев Г. А.	Краткий отчет о результатах обследования двух месторождений карбонатных пород на оз. Янисъярви (КФССР)	1940—1941 гг.	Фонды СЗГУ, 4836
11	Перекалина Т. В.	Геологическое строение района Рускеальского м-ния карбонатных пород за 1949 г. (Окончательный отчет)	1950 г.	Фонды СЗГУ, 6945
12	Потрубович Л. Н., Анищенко О. Н.	Отчет Янисъярвинской партии о геолого-поисковых и съемочных работах в Сортавальском р-не КФССР в 1953—1955 гг.	1956 г.	Фонды СЗГУ, 14875



**Список промышленных месторождений полезных ископаемых, показанных на листе Р-36-ХIII  
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, Ч—четвертичное)	№ использованного материала по списку (прилож. 1)
------------	------------------------	--	------------------------	--	---

**Строительные, огнеупорные, абразивные и другие материалы**

*1. Изверженные породы*

а) Кислые породы

1. Граниты и гранито-гнейсы

1	III-3	Вяртсиля	Разрабатывалось	К	9
---	-------	----------	-----------------	---	---

*II. Карбонатные породы*

1. Известняк

6	IV-4	Линнунвара	Разрабатывалось	К	6, 8, 11
4	IV-3	Улонвара	Разрабатывалось	К	4, 6, 8, 10, 11

*III. Обломочный материал*

1. Смешанный балластный материал (песчано-гравийно-галечный)

3	IV-3	Вяртсиля	Эксплуатируется	Ч	9
5	IV-4	Кухиласвара	Разрабатывалось	Ч	5
2	III-4	Утрилампи, озеро	Разрабатывалось	Ч	5