

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

юго-восточной части
Балтийского щита
по геофизическим
данным

Ответственный редактор
д-р геол.-минерал. наук
Л.П. СВИРИДЕНКО



ЛЕНИНГРАД
«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1983



3981

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. Л.: Наука, 1983, 180 с. (АН СССР, Карельский филиал, Институт геологии).

По результатам обработки на ЭВМ материалов гравиметрической и магнитной съемок в Карелии, а также полевым работам методом магнитотеллурического зондирования в книге дается описание земной коры и верхней мантии карельской части Балтийского щита. На основе корреляционно-регрессионного анализа определена мощность земной коры и установлена взаимосвязь приповерхностных структур с глубинными. Показано слоисто-блоковое строение региона. Большое внимание уделено описанию физических свойств горных пород (магнитных, электрических, плотности) как основы для интерпретации физических полей. Физические поля (магнитное, электрическое, силы тяжести) рассмотрены для некоторых блоков земной коры.

Книга предназначена для широкого круга специалистов – геофизиков и геологов, занимающихся изучением докембрийских комплексов горных пород.

А в т о р ы: М.И. ГОЛОД, А.С. ГРИШИН, Н.Т. КИЩЕНКО,
Б.Н. КЛАБУКОВ, М.М. СТЕНАРЬ

Р е ц е н з е н т ы:

д-р геол.-минерал. наук Н.Б. ДОРТМАН,
канд. геол.-минерал. наук В.В. ШИПЦОВ

В последние десятилетия как в Советском Союзе, так и за рубежом усилился интерес к изучению глубинного строения земной коры и верхней мантии. Особенно большое значение придается исследованию земной коры щитов, где на поверхность выходят древнейшие образования. Большой материал, в том числе геофизический, накоплен по строению Балтийского кристаллического щита, в частности по юго-восточной (карельской) его окраине.

Для изучения глубинного геологического строения Карелии из геофизических методов использовались сейсморазведка, гравиразведка, магниторазведка и электроразведка. Магниторазведочные работы среднего и крупного масштаба проведены на всей площади Карелии, сейсморазведка (ГСЗ и МОВ) — по нескольким профилям, электроразведка (МТЗ) пока широкого развития не получила.

В 1958 г. был пройден первый профиль глубинных сейсмических зондирований Кемь—Ухта (Калевала) протяженностью 200 км. По результатам зондирований определена глубина поверхности базальтового слоя — 10–15 км и поверхности Мохоровичича — 34–38 км (Литвиненко, 1963). Используя данные ГСЗ и гравиразведки, М.Я. Цирульникова с соавторами (1968) впервые составила схему глубинного строения земной коры Карелии с выделением блоков различных порядков. Затем эта работа была продолжена Л.Б. Шустовой и др. (1973) и, наконец, Г.А. Поротовой, Р.В. Былинским и др. (Поротова и др., 1976; Земная кора..., 1978; Металлогения..., 1980). В результате анализа и районирования гравитационного поля с различными радиусами осреднения на территории восточной части Балтийского щита этими авторами выделено пять мегаблоков, различающихся строением коры: Кольский, Беломорский, Карельский, Ботнический и Ладожско-Новгородский.

В дальнейшем сейсмические работы были продолжены в южной и северной части Карелии (Булин, 1971; Строение..., 1974; Земная кора..., 1978).

Геофизические работы в Карелии сопровождались отбором образцов горных пород для исследования их физических свойств. Известно, что знание свойств пород совершенно необходимо для интерпретации физических полей. В наибольшем объеме изучались плотность и магнитная восприимчивость пород. В результате обобщения этих данных под редакцией Н.Б. Дортман составлена „Петромагнитная

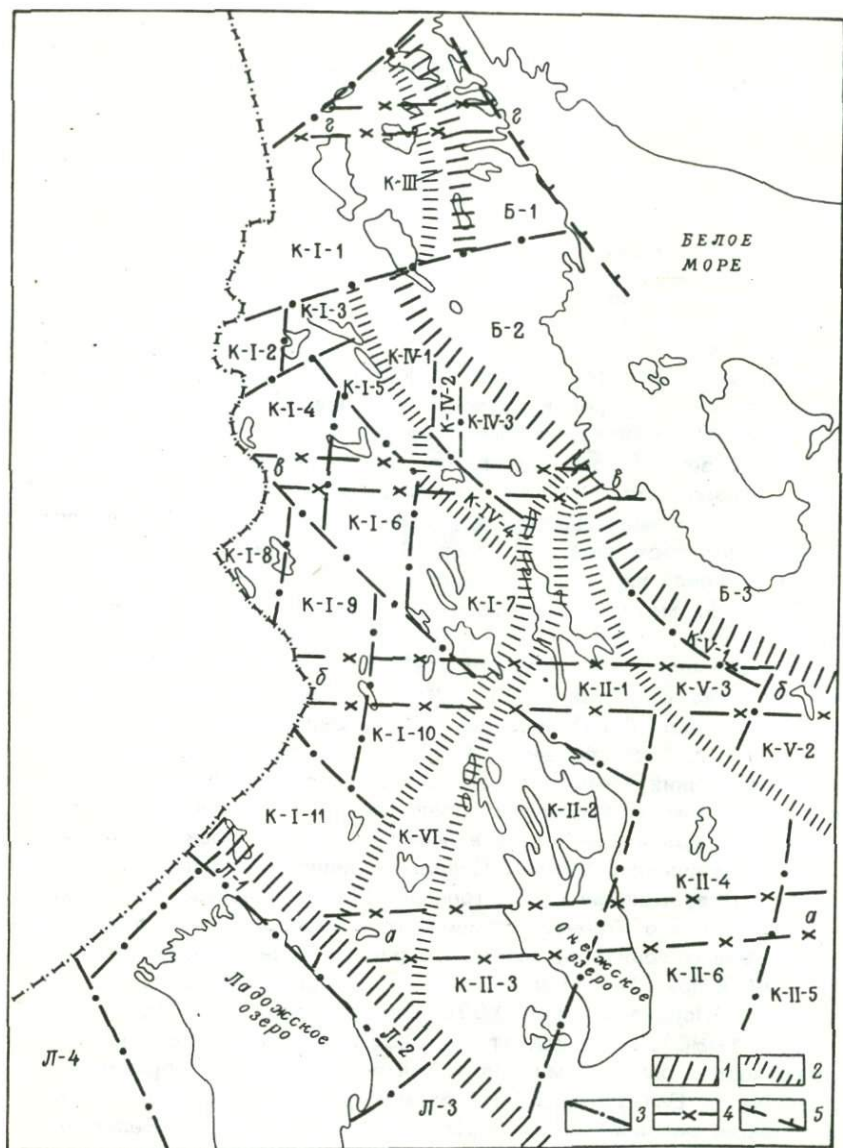


Рис. 1. Схема блокового строения земной коры Карелии. Составил А.С. Гришин,

1 - межблоковые зоны глубинных разломов мантийного заложения; 2 - зоны межблоковых глубинных разломов мантийного заложения; 3 - внутриблоковые глубинные разломы мантийного заложения; 4 - зоны разломов этапов протоактивизации (аа - Туломозерско-Водлозерская, бб - Суккозерско-Кожозерская, вв - Кимасозерско-Сосновецкая, гг - Панаярви-Кивгубская); 5 - разлом, ограничивающий Кандалакшский грабен.

карта геологических формаций восточной части Балтийского щита" (1978) и под редакцией Н.Б. Дортман и М.Ш. Магида „Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита" (1978).

В предлагаемой работе большое внимание уделяется петрофизическим исследованиям, которые дают основу для интерпретации не только физических полей, но и некоторых геологических процессов. Вследствие этого в книге подробно описаны физические свойства пород и их изменения при воздействии различных геологических факторов. С учетом петрофизических особенностей пород по блокам земной коры дается описание физических полей, в основном магнитного и поля силы тяжести, иногда — электрических. Материалы петрофизических, геофизических и геологических исследований используются для построения модели глубинного строения земной коры региона.

В качестве объектов для детального изучения физических свойств горных пород, анализа потенциальных геофизических полей и их геологической интерпретации выбраны блоки, совокупность которых отражает все многообразие геологического строения региона с учетом возраста, конкретных геологических структур, а также особенностей глубинного строения.

В большом объеме проведены измерения электрических свойств горных пород при высокой температуре, что совместно с глубинными геоэлектрическими исследованиями дает возможность судить о строении верхней мантии.

Структурно-тектоническое районирование Карелии проведено по данным ГСЗ и гравиметрической съемки, т.е. по тем же материалам, по которым составлены предыдущие схемы глубинного строения рай-

Рис. 1 (продолжение).

Геоблоки: Б — Беломорский, К — Карельский, Л — Ладожский.

Блочные структуры II порядка: Б-1 — Чупинский, Б-2 — Кемский, Б-3 — Маленгский, К-I — Западно-Карельский блок-антиклинорий, К-II — Восточно-Карельский блок-антиклинорий.

Мобильно-проницаемые зоны II порядка: К-III — Тихозерско-Хизоваарская, К-1У — Выгозерско-Шомбозерская, К-У — Сумозерско-Кенозерская, К-У1 — Хаутаваарско-Выгозерская.

Блочные структуры III и 1У порядков: К-I-1 — Пяозерский, К-I-2 — Вокнаволоцкий, К-I-3 — Калевальский, К-I-4 — Костомукшский, К-I-5 — Юшкозерский, К-I-6 — Нюкозерский, К-I-7 — Ондозерский, К-I-8 — Тулосский, К-I-9 — Лекозерский, К-I-10 — Поросозерский, К-I-11 — Суоярвский, К-II-1 — Северо-Онежский, К-II-2 — Центральное-Онежский, К-II-3 — Южно-Онежский, К-II-4 — Водлозерский, К-II-5 — Кенозерский, К-II-6 — Белозерский, К-1У-1 — Шомбозерский, К-1У-2 — Панозерский, К-1У-3 — Шуезерский, К-1У-4 — Тунгудский, К-У-1 — Ветреного пояса, К-У-2 — Кожозерский, К-У-3 — Вожмозерский, Л-1 — Приладожский, Л-2 — Олонецкий, Л-3 — Тихвинский, Л-4 — Выборгский.

она. Однако шаг дифференцирования исходных гравиметрических данных принят вдвое меньше, чем в предыдущих построениях, что позволило получить достаточно подробные трансформированные карты и сохранить все детали поля силы тяжести, зафиксированные в наблюдаемом поле.

В соответствии с региональными аномалиями силы тяжести в качестве блоковых структур первого порядка на территории Карелии выделены, как и предыдущими исследователями (Дедеев, Шустова, 1976, и др.), Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки. Выделяются также блоки второго и третьего порядка (рис. 1). В работе описание физических свойств пород, физических полей и глубинного геологического строения дано по геоблокам и блокам земной коры.

По решению Всесоюзного совещания, состоявшегося в 1977 г. в г. Уфе, в докембрии выделено два крупнейших стратиграфических подразделения – архей и протерозой с возрастным рубежом 2600 ± 100 млн. лет, а в рамках протерозоя обособлено два общих подразделения – нижний и верхний протерозой с возрастом границы 1650 ± 50 млн. лет.

В основу региональной стратиграфической схемы докембрия Карелии положен принцип историкогеологического развития (Соколов, Стенарь, 1980), опирающийся на изучение взаимоотношений разновозрастных геологических образований, выявление структурных несогласий и перерывов и других признаков. В стратиграфическом разрезе архей подразделяется на беломорий и лопий с границей 3000 млн. лет, а нижний протерозой (карелий) имеет в своем составе следующие стратиграфические уровни (снизу вверх): сумий-сарнилий, ятулий, суйсарий и вепсий. В настоящей работе принята такая схема стратиграфии докембрия региона.

Измерения физических свойств горных пород проводилось в лаборатории геофизики Института геологии Карельского филиала АН СССР А.П. Ииным, М.Н. Клабуковой, В.И. Коршуновой, М.И. Павловой, Ю.М. Стенарем. Измерялись образцы пород, отобранные Б.Я. Алексеевым, Л.С. Головановой, М.И. Голодом, А.С. Гришиным, А.С. Еиным, Н.Т. Кищенко, А.К. Полиным, Ю.И. Сыстра, В.В. Щипцовым и другими сотрудниками института. Химические анализы пород проведены в лаборатории Института геологии аналитиками В.А. Доильничиной, В.А. Кукиной, минералогические анализы – Н.Д. Сыромятиной. Полевые работы методами электроразведки и магниторазведки провели Б.Н. Клабуков, Ю.Д. Бородулин, А.П. Иинин, А.С. Зотов, М.И. Павлова. Обработка гравиразведочных материалов на ЭВМ „Минск-32“ по системе программ „Потенциал-2“ и „Геоструктура“ в отделе математических методов Карельского филиала АН СССР осуществлена В.Л. Файнбергом. В подготовке результатов этой обработки приняли участие И.И. Гришина, В.И. Коршунова, М.И. Павлова. Всем перечисленным товарищам по работе авторы приносят свою благодарность.

Особенно благодарны авторы за советы и замечания, способствовавшие улучшению рукописи, Н.Б. Дортман, В.В. Щипцову и Л.П. Свириденко.

ПЕТРОФИЗИКА, ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СТРОЕНИЕ
БЕЛОМОРСКОГО ГЕОБЛОКА

Г е о л о г и ч е с к о е с т р о е н и е

В геологическом строении Беломорского геоблока принимают участие разнообразные по составу, структуре и текстуре гнейсы и амфиболиты, объединяемые в беломорскую серию глубокометаморфизованных архейских образований. Породы беломорской серии большинством исследователей рассматриваются как осадочно-вулканогенные и осадочные образования (Мишарев и др., 1960; Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967; Стенарь, 1973, и др.). Гнейсы и амфиболиты серии прорываются многочисленными интрузивными массивами и жилами от ультрабазитов до гранитов, а также содержат разнообразные ультраметагенные породы (мигматит-граниты, анатектиты и др.).

Разнообразные полосчатые гнейсы и амфиболиты беломорской серии претерпели неоднократный региональный метаморфизм и ультраметаморфизм и в значительной степени утратили первичные текстурные и структурные особенности. По химическому составу гнейсы могут быть сопоставлены и с различными осадками, и с вулканогенными образованиями (Мишарев и др., 1960; Шуркин, 1960). Близость химического состава амфиболитов с магматическими породами (Степанов, 1976) может служить критерием их ортоприроды. Образования беломорской серии, как правило, прослеживаются в виде выдержанных по простиранию горизонтов и пачек с повсеместно наблюдаемой перемежаемостью пород разного состава и отчетливой полосчатостью, согласной с границами горизонтов. Эти особенности строения толщи гнейсов и амфиболитов послужили основанием для стратиграфического расчленения беломорской серии.

Комплекс беломорских гнейсов впервые был выделен В.М. Тимофеевым (1935) под названием „беломорской формации“ архейского возраста, а первое представление об общей структуре беломорид дано А.А. Полкановым (1939, 1940) как о геосинклинали с шарниром вдоль Кандалакшского залива Белого моря. В послевоенные годы в связи с ростом добычи мусковита в Чупино-Лоухском районе бурное развитие получили и геологические исследования беломорид. В эти годы усилиями многих коллективов исследователей разработаны конкретные схемы стратиграфии беломорской серии.

В зависимости от трактовки общей структуры в составе беломорской серии выделялись три толщи (свиты): нижняя (керетская), средняя (хетоламбинская) и верхняя (лоухская) — в соответствии

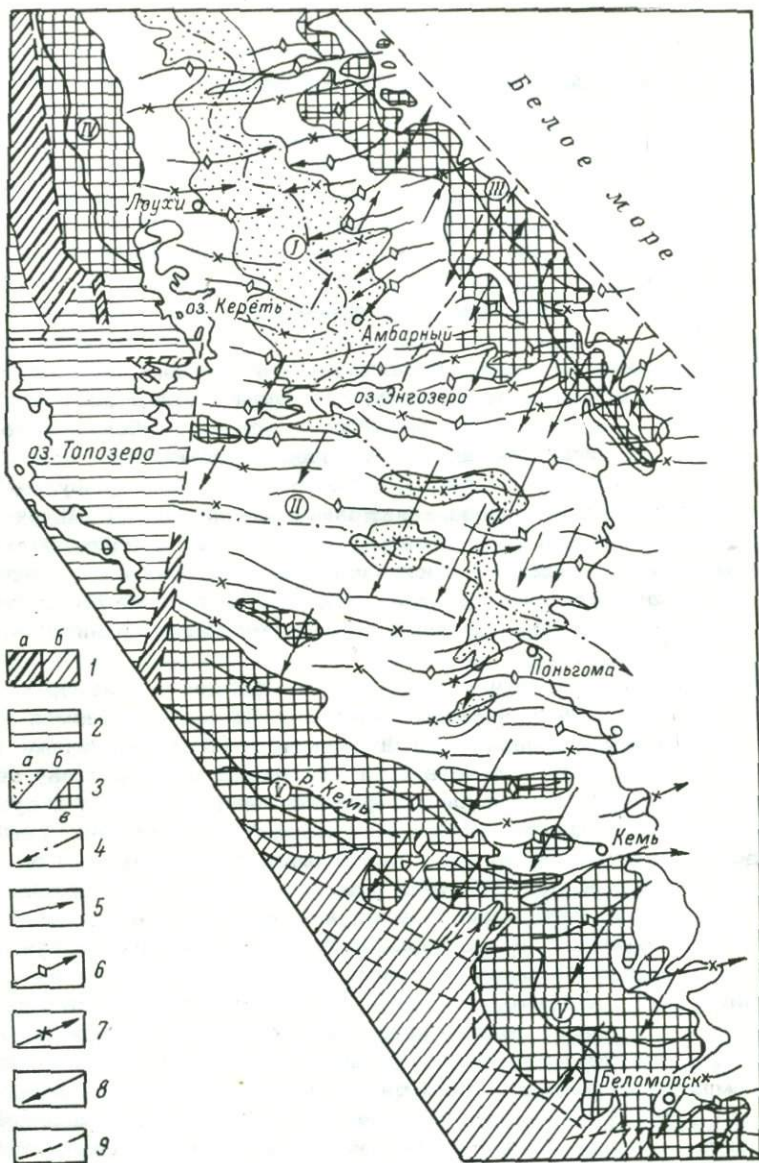


Рис. 2. Схема тектонического строения беломорид Западного Беломорья. Составил М.М. Стенарь (1972).

1 - протерозойский (карельский) комплекс пород: а - Северо-Карельская зона карелид, б - Восточно-Карельская зона карелид;
 2 - нерасчлененные архейский и протерозойский комплексы пород;
 3 - архейский (беломорский) комплекс пород: а - чупинская свита, б - хетоламбинская свита, в - керетская свита; 4 - оси синклиналиев беломорид (I - Луухского, II - Кумозерского); 5 - оси анти-

с представлением о синклинорном строении беломорид (Мишарев и др., 1960) или пять толщ: западная, котозерская, чупинская, хетоламбинская и керетская – при моноклинальном строении беломорид (Калафати, 1960). Группа исследователей под руководством К.А. Шуркина (Шуркин и др., 1962) признает общую синклинальную структуру беломорид и считает, что беломорская серия имеет сложноскладчатое внутреннее строение, а в ее стратиграфическом разрезе выделяет восемь свит (снизу вверх): керетскую, хетоламбинскую, лоухскую, чупинскую, княжегубскую, кайтатундровскую, кандскую и енскую. Таким образом, количество стратиграфических единиц и их последовательность в разрезе находятся в тесной зависимости от истолкования общей структуры беломорид.

На основании многолетнего комплексного изучения Институтом геологии Карельского филиала АН СССР вопросов стратиграфии, тектоники, магматизма и метаморфизма (Стенарь, 1969, 1972, 1973, 1976) в составе беломорской серии для карельской части Беломорского геоблока выделено три свиты (снизу вверх): керетская, хетоламбинская и чупинская. Каждая из этих свит имеет вполне определенные границы, обусловленные сменой состава пород, что отражает изменение условий осадконакопления и вулканизма (рис. 2).

Керетская свита сложена однородными по составу биотитовыми и эпидот-биотитовыми гнейсами и гранито-гнейсами с частыми прослоями амфиболсодержащих гнейсов в верхней части разреза. Кроме того, в разрезе свиты отмечаются маломощные прослои глиноземистых гранат-биотитовых и кианит-гранат-биотитовых гнейсов. Основание керетской свиты не установлено. Верхняя граница фиксируется по подошве пачки полосчатых гранатовых амфиболитов с прослоями глиноземистых гнейсов. Мощность обнажающейся части свиты не превышает 2000 м.

Хетоламбинская свита отмечается большим разнообразием слагающих ее пород – это гранатовые и полевошпатовые амфиболиты, амфибол-биотитовые, биотитовые, элидот-биотитовые, гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы, которые образуют различные по мощности полосы, горизонты и пласты, перемежающиеся в разнообразной последовательности. Отличительной чертой свиты является широкое распространение амфиболовых гнейсов и амфиболитов. Общая мощность свиты достигает 2000 м.

Рис. 2 (продолжение).

клинориев беломорид (III – Приморского, IV – Западного, V – Шуецкого); 6 – следы осевых поверхностей антиклинальных складок лоухского периода деформаций и направления погружения осей; 7 – следы осевых поверхностей синклинальных складок лоухского периода деформаций и направления погружения осей; 8 – следы осевых поверхностей складок протерозойского периода и направления погружения осей; 9 – разрывные нарушения.

Чупинская свита представлена Гранат-биотитовыми, кианит-гранат-биотитовыми, биотитовыми, амфиболсодержащими гнейсами и амфиболитами в основании и гранат-биотитовыми и кианит-гранат-биотитовыми гнейсами в верхней части. Мощностъ обнаженной части свиты достигает 500-800 м.

Границы выделенных свит достаточно четко фиксируются по резкой смене разнообразных гнейсов и амфиболитов, а последовательность керетской, хетоламбинской и чупинской свит в разрезе устанавливается в частных разрезах складчатых структур. При достаточно хорошей обнаженности в пределах отдельных участков среди пород указанных свит отчетливо устанавливаются и прослеживаются горизонты, пласты и пачки пород разного состава. Однако неравномерная обнаженность и отсутствие маркирующих горизонтов, которые не повторялись бы в разрезе беломорской серии неоднократно, а также резкая изменчивость мощностей прослоев разновидностей пород затрудняют корреляцию разрезов.

В пределах развития пород беломорской серии устанавливаются многочисленные разновозрастные интрузивные и жильные образования различного состава - от кислых до ультраосновных.

Среди основных и ультраосновных интрузивных пород могут быть выделены три разновозрастные группы.

В первую группу объединяются наиболее древние основные и ультраосновные породы, подверженные складчатым деформациям. В.С. Степанов (1976) выделяет в этой группе два комплекса: ультрабазитов и перидотит-габбро-ортоамфиболитов. Породы этой группы рассланцованы и полностью перекристаллизованы с практически полным отсутствием первичных минералов и магматических структур. В целом эти образования изучены недостаточно полно.

Вторая группа основных пород представлена гранатовыми и гранат-пироксеновыми метагаббро, образующими небольшие овальной формы тела с секущими контактами, а также дайки до 100-150 м мощностью и протяженностью 1-2 км. Породы этой группы пользуются повсеместным развитием.

В третью группу основных и ультраосновных пород В.С. Степанов (1971) включает комплекс лерцолитов-габбро-норитов, широко распространенный в северо-западном Беломорье. Они образуют дайки и недифференцированные тела, часто группы сближенных тел. Породы комплекса массивные, средне-крупнозернистые, с зонами закаливания в контактах. В них сохраняются первичные минералы и магматические структуры (Степанов, 1975).

Кислые интрузивные породы северо-западного Беломорья в силу целого ряда причин до сих пор остаются слабо изученными. В связи с тем, что биотитовые гнейсы беломорской серии имеют гранитный состав, а в разрезе чередуются с амфиболсодержащими и глиноземистыми гнейсами, возникают большие трудности выделения наиболее древних интрузивных гранитоидов. Древние граниты огнейсованы, часто мигматизированы и принимают участие в складчатых деформациях вместе с гнейсами беломорской серии, которые, в свою очередь, подверглись интенсивному ультраметаморфизму и гранити-

зации. Это обстоятельство приводит к утрате различий между огневосованными гранитами и гнейсами беломорской серии. К настоящему времени в районе не закартировано значительных массивов гранитов. Однако согласные и секущие тела и жилы микроклиновых, плагиоклазовых и микроклин-плагиоклазовых гранитов и аплитов встречаются повсеместно в гнейсах и амфиболитах беломорской серии, а также в интрузивных породах основного состава.

Одним из представителей формации жильных образований беломорид являются гранитные пегматиты, испытавшие длительную многостадийную историю развития и пользующиеся широким распространением.

Беломорский комплекс пород отличается исключительно сложным складчатым строением, характерной чертой которого является сочетание взаимно пересекающихся разновозрастных складчатых систем. Одни исследователи приходят к выводу, что беломориды сформированы в течение двух архейских тектоно-магматических циклов (Судовиков, 1958) или архейского и протерозойского (Харитонов, 1966), другие признают одну архейскую эпоху складчатости в становлении беломорид (Шуркин и др., 1962; Горлов, 1967; Чуйкина, 1973). Специальные структурные исследования, проведенные в северо-западном и западном Беломорье, не подтверждают представление об одной эпохе складчатости. Это отмечают в своих работах В.В. Эз (1967) для Кольского полуострова, М.М. Стенарь (1969, 1972, 1976), Ю.И. Сыстра (1978) и другие исследователи для Карелии. При этом относительная последовательность этапов складчатости устанавливается по взаимоотношениям структурных элементов складок, а временной перерыв складчатых деформаций фиксируется отношением интрузивных пород к складкам. Термодинамические условия формирования складчатых структур беломорид определяются на основе парагенетического анализа генераций и ассоциаций одинаковых минералов. Как показали исследования О.И. Володичева (1975) методом изучения химизма пар равновесных железо-магнезиальных минералов, становление разноориентированных систем складок происходило от гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма в интервале температур 700–500 °С при давлении 12–14 кбар.

Совместный анализ материалов по стратиграфии, тектонике, магматизму и метаморфизму позволяет выявить последовательность и периодичность геологических процессов в истории становления беломорид. Сложнопостроенная структура беломорид (рис. 2) сформировалась в результате проявления двух эпох складчатости: архейской и протерозойской (Стенарь, 1972, 1976). При этом складчатые деформации в архее протекали в течение двух самостоятельных периодов. Складчатые деформации каждого периода проявлены неравномерно. В раннем периоде беломорской (архейской) складчатости устанавливается определенная этапность проявления деформаций. Об этом свидетельствует наличие автономных складок в древнейших реликтах пород гранулитовой фации метаморфизма. С этим этапом связано формирование наиболее древних интрузивных

пород основного и ультраосновного состава, испытавших в дальнейшем региональный метаморфизм и мигматизацию. В следующий этап беломорской складчатости были сформированы структуры северо-западного направления, которые отчетливо контролируются пространственным размещением свит. В этот этап были созданы наиболее крупные структуры беломорид: Лоухский и Кумозерский синклиналии, Приморский, Западный и Шуеречский антиклиналии. В ядрах антиклиналий залегают породы керетской свиты, синклиналиев — породы чупинской свиты, а в сопряженных крыльях — породы хетоламинской свиты. Этот период складчатости получил название чупинского (Стенарь, 1973). Он протекал в условиях метаморфизма субфации дистен-ортоклазовых гнейсов и сопровождался процессами интенсивного ультраметаморфизма (мигматизации и гранитизации). На значительном этапе этого периода складчатости происходило формирование складчатых разрывных нарушений и внедрение основных и ультраосновных пород первой группы и жильных гранитов. Эти породы являются самыми древними из интрузивных образований беломорского комплекса. Они принимают участие во всех последующих периодах складчатых деформаций и фиксируют межскладчатый интервал.

Во второй период беломорской складчатости, получивший наименование лоухского, происходит формирование поперечных складок субширотного простирания. Эти складки, менее крупные по масштабу, в значительной степени осложняют складчатые структуры чупинского периода. Формирование субширотных складок сопровождалось образованием соскладчатых взбросо-надвигов и сбросо-сдвигов и внедрением основных и ультраосновных пород второй и третьей групп, а также пегматоидных гранитов и пегматитов. Породы беломорской серии испытали в этот период наложенный региональный метаморфизм, ультраметаморфизм и гранитизацию. Региональный метаморфизм лоухского периода деформаций отвечает субфации дистен-микроклиновых гнейсов.

В результате проявления чупинской и лоухской складчатости сформирована сложная тектоническая система беломорид и, как следствие, произошла определенная стабилизация земной коры, но недостаточная для перехода в платформенную стадию развития. Система беломорид вовлекается в протерозойскую складчатость и в значительной степени усложняется складками субмеридионального, северо-восточного и северо-западного направлений. В эпоху протерозойской складчатости породы беломорской серии подверглись региональному метаморфизму в условиях эпидот-амфиболитовой фации.

Таковы основные черты геологического строения Беломорского геоблока, вытекающие из анализа состояния его геологической изученности.

Измерение физических характеристик горных пород Беломорского геоблока (магнитной восприимчивости, плотности, удельного электрического сопротивления, диэлектрической проницаемости и др.) проведено в большом объеме. Сведения об этих свойствах приводятся в нескольких монографиях и многочисленных статьях (Геофизические методы..., 1973; Голод, 1978; Петрофизика..., 1980). В отличие от предыдущих работ в настоящей делается попытка охарактеризовать физические свойства пород в историкогеологическом плане.

Горные породы Беломорского геоблока сформировались в процессе архейского и протерозойского тектоно-магматических и метаморфо-метасоматических циклов (Стенарь, 1976; Жданов и др., 1980).

В архее в период беломорской тектоно-магматической эпохи породы геоблока подверглись региональному метаморфизму в условиях амфиболитовой фации. В результате образовались породы, широко распространенные в пределах геоблока – биотитовые, гранат-биотитовые, кианит-гранат-биотитовые, амфиболсодержащие гнейсы. Значения магнитной восприимчивости, плотности, удельного электрического сопротивления этих, а также интрузивных пород приведены в табл. 1.

Магнитная восприимчивость пород невелика: $\bar{\chi}$ гнейсов, бедных CaO , – до $25 \cdot 10^{-5}$ СИ, пород, богатых CaO , – до $75 \cdot 10^{-5}$ СИ. Намагниченность пород связана с парамагнитными железосодержащими минералами – гранатом, амфиболом, биотитом.

Плотность метаморфических пород также зависит от количества темноцветных минералов: $\bar{\rho}$ изменяется от 2.66 г/см^3 (биотитовые плагиогнейсы) до 2.75 г/см^3 (амфибол-биотитовые и кианитсодержащие гнейсы). Учитывая, что региональный метаморфизм проходит изохимически, можно говорить о плотности исходных пород, считая, что метаморфизм амфиболитовой фации увеличивает этот параметр в среднем на 15% (Дортман, Жданов, 1967).

Удельное электрическое сопротивление измерено на обнажениях пород, поэтому не учтено влияние на этот параметр трещиноватости и обводненности. Намечается зависимость ρ от основности пород: наибольшее сопротивление характерно для пегматитов, наименьшее – для основных пород.

Региональный метаморфизм беломорского метаморфо-метасоматического цикла сменяется мигматизацией с выносом Ca , Mg , Fe и обогащением K , Na , Si и щелочным метасоматозом.

В результате мигматизации пород (табл. 2) их средняя плотность уменьшается от 0.01 г/см^3 для биотитового гнейса до 0.07 г/см^3 для гнейса амфибол-биотитового. В.В. Жданов (1975)

* В составлении раздела приняла участие Л.С. Голованова.

Т а б л и ц а 1

Физические свойства пород Беломорского геоблока

Породы	Количество измерений	α , 10^{-5} СИ			Количество измерений	σ , г/см ³			Количество измерений	ρ , 10^3 Ом·м		
		от	до	среднее		от	до	среднее		от	до	среднее
Биотитовый плагиогнейс	104	0	36	12	104	2.59	2.74	2.66	349	4.1	27.0	12.8
Гранат-биотитовый гнейс	109	6	45	18	109	2.65	2.88	2.73	146	4.0	32.0	15.9
Кианит-гранат-биотитовый гнейс	509	0	55	25	589	2.62	2.98	2.79	561	1.0	26.5	13.0
Амфибол-биотитовый гнейс	45	12	145	55	45	2.70	2.92	2.79	226	2.0	29.0	13.0
Амфиболит полевошпатовый	86	12	95	50	86	2.85	3.08	2.97	-	-	-	-
Амфиболит гранатовый	114	25	325	80	114	2.89	3.35	3.08	-	-	-	-
Габбро, габбро-нориты	93	30	750	88	223	2.82	3.32	3.08	132	2.0	22.0	10.0
Перидотиты, пироксениты серпентинизированные	29	1600	8300	2450	29	2.87	3.20	2.95	120	1.0	5.0	2.0
Пегматит	183	0	36	2	248	2.55	2.74	2.64	152	5.0	50.0	22.1

Т а б л и ц а 2

Изменение физических свойств пород при мигматизации

Порода	Количество образцов	σ , г/см ³			α , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Биотитовый гнейс	104	2,53	2,74	2,66	0	38	12
Биотитовый мигматит	38	2,58	2,72	2,65	0	30	11
Гранат-биотитовый гнейс	109	2,65	2,88	2,73	6	47	21
Гранат-биотитовый мигматит	54	2,62	2,75	2,68	4	30	14
Амфибол-биотитовый гнейс	45	2,70	2,92	2,79	12	150	55
Амфибол-биотитовый мигматит	16	2,68	2,77	2,72	9	31	20

Т а б л и ц а 3

Изменение физических свойств пород при микроклинизации

Порода	Количество образцов	σ , г/см ³			α , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Биотитовый гнейс	104	2,59	2,74	2,66	0	38	12
Биотитовый гнейс и гранито-гнейс с микроклином	98	2,55	2,71	2,63	0	25	10

связывает уменьшение плотности пород при гранитизации с уменьшением давления в системе, что говорит в пользу приуроченности гранитизации к восходящим участкам структур.

При мигматизации уменьшается и средняя магнитная восприимчивость всех разновидностей гнейсов в связи с увеличением в них содержания кварц-полевошпатового материала.

Уменьшается плотность пород и на регрессивной стадии метаморфизма при щелочном метасоматозе — образовании биотитовых гнейсов и гранито-гнейсов с микроклином (табл. 3).

Калиевый метасоматоз проходит при низком парциальном давлении кислорода, так как в породе при этом не образуется магнетит, о чем свидетельствует состав породы.

Основными минералами биотитовых гнейсов являются, %: кварц — 21, плагиоклаз (олигоклаз № 19±3) — 63, микроклин — 3 и био-

тит - 9, содержание ферромагнитных минералов ничтожно. Отсюда и низкое значение магнитной восприимчивости гнейсов.

Таким образом, в результате метаморфо-метасоматических процессов в беломорскую (архейскую) тектоно-магматическую эпоху плотность и магнитная восприимчивость глиноземистых пород снизились: средняя плотность глиноземистых пород - до 2,65-2,67 г/см³ и средняя магнитная восприимчивость - до $12 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Длительная эпоха архейского складкообразования и связанные с ним метаморфо-метасоматические процессы (2600 млн. лет и древнее) сменилась определенной стабилизацией земной коры геоблока (Стенарь, 1976), продолжавшейся до свекокарельской (поздне-нижнепротерозойской) активизации (1800-1900 млн. лет), возраст которой определяется по абсолютному возрасту мусковитовых пегматитов (Ступникова и др., 1970; Тугаринов и др., 1970; Гродницкий, 1978).

В свекокарельское время региональный метаморфизм эпидот-амфиболитовой фации проходил в локальных зонах. Эпидотизация пород (табл. 4) почти не изменяет их магнитных свойств, плотность же „легких“ пород (биотитовых гнейсов) несколько увеличивается, а „тяжелых“ (амфибол-биотитовый гнейс) - несколько уменьшается.

В процессе диафореза в период свекокарельской активизации происходят метасоматические преобразования пород. Л.Л. Гродницкий и А.К. Полин (1976), изучившие пегматиты региона и их ореолы, выделяют пять стадий процесса метасоматоза: раннюю щелочную, максимальной щелочности, возрастающей кислотности, кислотную и позднещелочную, а Н.И. Московченко и С.И. Турченко (1975) на примыкающей к Беломорскому геоблоку части Карельского геоблока - три стадии: раннещелочную, кислотного выщелачивания и позднещелочную.

Щелочные стадии характеризуются развитием калиевого метасоматоза, который, очевидно, проходил в условиях повышенного давления кислорода, что способствовало образованию в породах магнетита. Именно поэтому процесс протерозойского метасоматоза нашел отражение в увеличении намагниченности метасоматитов (табл. 5):

Т а б л и ц а 4

Изменение физических свойств пород при эпидотизации

Гнейс	Количество образцов	δ, г/см ³			ε, 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Биотитовый	104	2.59	2.74	2.66	0	38	12
Эпидот-биотитовый	105	2.62	2.76	2.69	0	95	18
Амфибол-биотитовый	45	2.70	2.92	2.79	12	150	55
Эпидот-амфибол-биотитовый	67	2.65	2.90	2.75	0	210	46

Т а б л и ц а 5

Изменение физических свойств пород при калиевом метасоматозе

Порода	Количество образцов	δ , г/см ³			$\bar{\alpha}$, 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Биотитовый гнейс и гранито-гнейс с микроклином	98	2.55	2.71	2.63	0	25	10
Микроклинизированный биотитовый гнейс и гранито-гнейс	145	2.55	2.68	2.63	25	3800	280
Амфибол-биотитовый гнейс с микроклином	20	2.61	2.75	2.69	0	35	15
Микроклинизированный амфибол-биотитовый гнейс	6	2.61	2.70	2.68	50	1400	410

если гнейсы с микроклином беломорской метаморфо-метасоматической эпохи практически немагнитны ($\bar{\alpha} = 12 \cdot 10^{-5}$ СИ), то метасоматиты свекокарельской активизации характеризуются $\bar{\alpha} = (280 \div 400) \times 10^{-5}$ СИ, причем магнитная восприимчивость некоторых образцов достигает $3800 \cdot 10^{-5}$ СИ. Модальное значение $\bar{\alpha} = 120 \cdot 10^{-5}$ СИ (рис. 3), а распределение близко к логнормальному, что свидетельствует об однородности выборки.

В состав метасоматитов входят кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит. Наиболее широко варьирует содержание микроклина - 12-35%. В начале процесса в породе появляется пленочный (межзерновой) микроклин, затем, по мере увеличения интенсивности процесса, размеры и количество микроклина увеличиваются, микроклин корродирует плагиоклаз или вытесняет его полностью, плагиоклаз становится более кислым (до 10% Al_2O_3), чем в плагиогнейсах. В отличие от реликтового плагиоклаза, мутного и часто без двойников, новообразованный плагиоклаз и микроклин всегда свежие, последний с хорошо выраженной решеткой угасания. Магнетит встречается в четко ограниченной четырех- и пятиугольной формы кристаллах, а также в виде обособлений неправильной формы. Размеры метакристаллов в основном 0.5-0.7 мм. Образования магнетита располагаются среди зерен плагиоклазов, нередко вторгаясь в их пределы, и всегда вблизи зерен микроклина. Чаше всего магнетит свежий, хорошей сохранности и лишь местами видны следы слабого окисления. Кроме того, наблюдается магнетит, развивающийся за счет биотита, нередко совместно с хлоритом.

Считается, что подавляющая масса щелочных метасоматитов в докембрии возникла в сравнительно узком интервале (1.8-1.5 млрд. лет) в период стабилизации и начала платформенного режима раз-

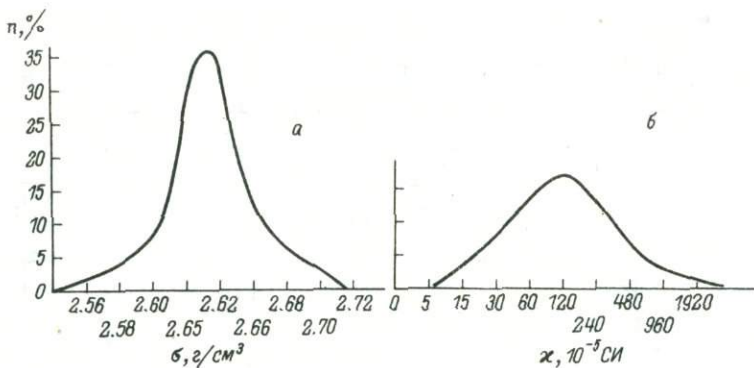


Рис. 3. Вариационные кривые плотности (а) и магнитной восприимчивости (б) микроклинсодержащих гнейсов.

вития региона (Кушев, 1972). Зоны метасоматоза при этом располагаются в пределах краевых частей блоков, вдоль границ древних срединных массивов или вдоль нарушений, возникших уже в консолидированном платформенном блоке. Четкое временное и тектоническое положение позволило В.Г. Кушеву выделить формацию щелочных метасоматитов зон региональных разломов. Микроклиновые метасоматиты Беломорского геоблока также тяготеют к региональной зоне разлома, разделяющего Беломорский и Карельский геоблоки (западные части керетской и хетолампинской свит), и могут быть отнесены к упомянутой формации.

Диафториты кислотной стадии свекокарельского метаморфо-метасоматического этапа развиты среди глиноземистых гнейсов чупинской свиты как крупнозернистые породы полосчатой структуры с мусковитом и пирротином. Эти породы распространены достаточно широко, но лишь в виде локальных зон, использующих либо элементы древних структур, развиваясь по сланцеватости предыдущих периодов деформаций, либо занимая секущее к этой сланцеватости положение, образуя линейно-вытянутые или неправильной формы контуры (Гродницкий, 1978).

Мусковитизация пород (если она не сопровождается заметной пирро инизацией) приводит к снижению как плотности, так и магнитной восприимчивости (табл. 6).

Присутствие пирротина в диафторитах чупинской свиты несколько повышает их магнитную восприимчивость, однако порядок ее остается прежним (табл. 7).

Как показало изучение шлифов кианит-гранат-биотитовых гнейсов, пирротин приурочен чаще всего к скоплениям биотита, где образует ксеноморфные обособления и удлиненной формы зерна, располагающиеся по краям чешуек биотита или внутри них (рис. 4, а). Нередко зерна пирротина вытянуты согласно с линейностью биотита. По-видимому, образование пирротина или части его могло происхо-

Т а б л и ц а 6

Изменение физических свойств пород при мусковитизации

Гнейс	Количество образцов	σ , г/см ³			α , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Гранат-биотитовый	51	2.59	2.88	2.72	6	90	31
Гранат-мусковитовый	6	2.65	2.70	2.68	0	25	11
Биотитовый	30	2.57	2.87	2.68	0	56	15
Биотит-мусковитовый	8	2.64	2.69	2.67	0	19	2
Мусковитовый	28	2.58	2.71	2.64	0	31	4

Т а б л и ц а 7

Изменение физических свойств пород при пирротинизации (Чупинский блок)

Гнейс	Количество образцов	α , 10 ⁻⁵ СИ			Количество образцов	η , %		
		от	до	среднее		от	до	среднее
Кианит-гранат-биотитовый	277	10	44	28	32	1.1	3.2	2.0
Пирротинизированный кианит-гранат-биотитовый	96	19	110	36	43	2.5	6.5	4.4

дить за счет биотита. При этом отмечается одновременное с сульфидами развитие хлорита по биотиту (рис. 4, б). Размер обособлений пирротина до 1.5 мм. Кроме того, встречаются мелкие (0.1-0.3 мм) зерна четко кристаллической формы, приуроченные к границам зерен кварца, плагиоклаза, граната либо заключенные внутри них. Вблизи контактов с пегматитовыми жилами пирротин образует гнездообразные скопления и прожилки. Как показали результаты рентгеноструктурного анализа, пирротин из гнейсов слюдяных месторождений Карелии может быть или гексагональным или состоять из смеси гексагонального и моноклинного (Голод, Кищенко, 1980).

В то время как пирротинизация кианит-гранат-биотитовых гнейсов приводит к незначительному увеличению их намагниченности, этот же процесс резко повышает поляризуемость пород - в среднем в 2.2 раза (табл. 7).

Диафориты кислотной стадии протерозойского метаморфо-метасоматического цикла отличаются от неизменных этим процессом

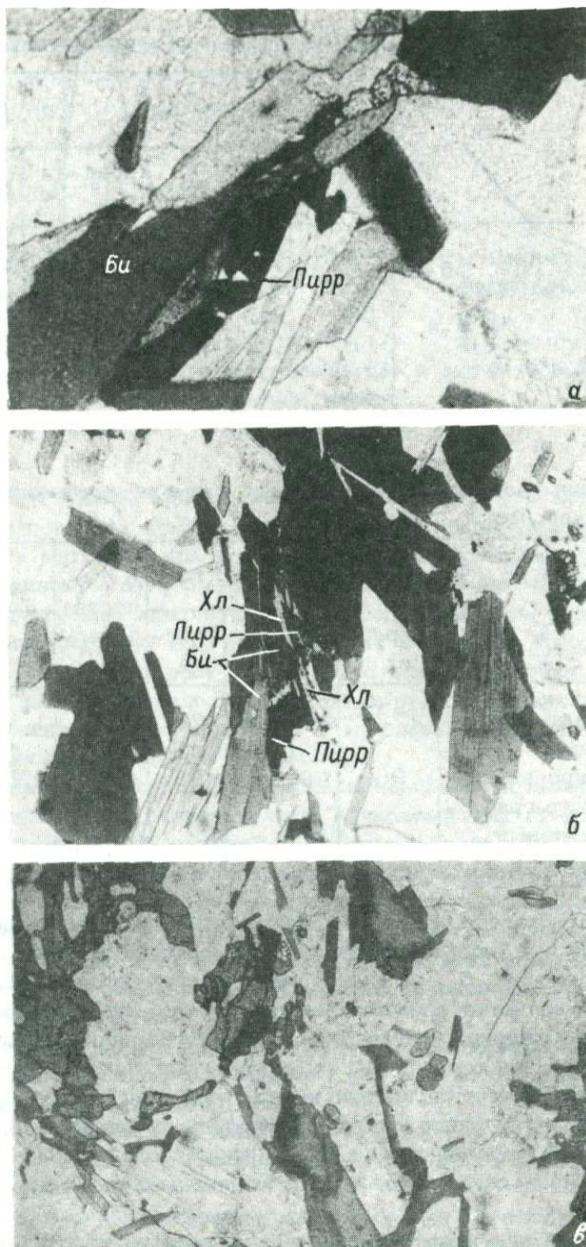


Рис. 4. Формы выделения сульфидов. Увел. 32.

а - внутри биотита; б - по биотиту с образованием хлорита; в - по краям и внутри зерен граната.

Т а б л и ц а 8

Пористость горных пород

Гнейс	Количество образцов	K _{п.о.} , %		
		от	до	среднее
Кианит-гранат-биотитовый	18	0,28	0,66	0,47
Измененный кианит-гранат-биотитовый	16	0,60	2,00	0,96

пород также по пористости – в среднем их пористость в 2 раза выше. Коэффициент открытой пористости пород на месторождении Малиновая варака приведен в табл. 8.

Мощность зон диафтореза достигает нескольких десятков, иногда сотен метров. Наряду с повышением пористости над этими зонами наблюдается уменьшение плотности пород примерно на $0,1 \text{ г/см}^3$ (рис. 5).

Таким образом, диафториты кислотной стадии в глиноземистых гнейсах отличаются от неизменных пород несколько повышенной намагниченностью, повышенной пористостью, поляризуемостью и пониженной плотностью.

Следует отметить разницу в магнитных свойствах высокоглиноземистых пород Чупинского и Кемского блоков. По плотности и магнитной восприимчивости неизменные кианитсодержащие гнейсы обоих блоков аналогичны (табл. 1 и 9). Однако пирротинизированные разности этих пород на месторождении пегматитов Слюдяной бор (Кемский блок) характеризуются большей плотностью и намагниченностью, чем породы Чупинских месторождений (табл. 7 и 9), причем повышена не только магнитная восприимчивость, но и остаточная намагниченность, величина которой для отдельных образцов достигает $2000 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$. Повышение намагниченности гнейсов обусловлено увеличением концентрации пирротина (табл. 10), изменением его состава.

Характер выделения пирротина в гнейсах месторождения Слюдяной бор (Кемский блок) такой же, как и в гнейсах месторождений пегматитов Чупинского блока. Пирротин здесь образует зерна удлиненной, реже изометрической формы, которые приурочены в основном к скоплениям биотита, реже располагаются по краям или внутри зерен граната и образуются при его биотитизации (рис. 4, в). Магнитные исследования показывают, что в данном случае пирротин является моноклинным. Это подтверждается характером увеличения $J_{r,s}$ более чем в два раза после цикла нагрев-охлаждение (рис. 6). Пирротин четко диагностируется по температуре Кюри ($T_0 = 375 \text{ }^\circ\text{C}$). Таким образом, если пирротин в диафторитах Чупинского блока в



Рис. 5. Графики плотности и пористости пород на месторождении слюды Малиновая варака.

1 — кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 2 — измененные кианит-гранат-биотитовые гнейсы; 3 — пегматитовые жилы.

Т а б л и ц а 9

Изменение физических свойств пород при пирротинизации (Кемский блок)

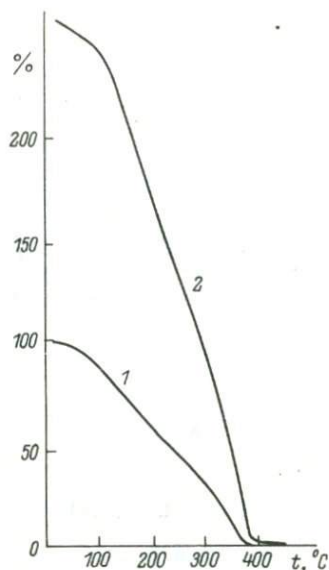
Гнейс	Количество образцов	σ, г/см ³			ε, 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Кианит-ставролит-гранат-биотитовый	60	2.72	2.92	2.80	14	53	29
Пирротинизированный кианит-ставролит-гранат-биотитовый	12	2.78	3.01	2.85	58	200	110

значительной части гексагональный (высокотемпературный и менее магнитный), то в диафоритах Кемского блока преобладает моноклинный пирротин (низкотемпературная и более магнитная разновидность минерала), что согласуется с различной глубиной образования пегматитов мусковитовой и мусковит-редкометалльной формации.

В благоприятных условиях в породах кислого состава метасоматические изменения стадии кислотного выщелачивания, по-видимому, могут приводить к образованию вкрапленных и прожилковых пирит-пирротиновых руд, приуроченных к разрывным нарушениям (так называемые фальзанды).

Рис. 6. Кривые определения температуры Кюри минералов, развитых в ставролит-гранат-биотитовом гнейсе.

1 - первичный, 2 - повторный нагрев.



Диафориты стадии кислотного выщелачивания в богатых CaO породах представляют собой крупнозернистые эпидотсодержащие биотитизированные амфиболиты и амфиболовые гнейсы. В результате биотитизации амфибола в этих породах увеличивается количество магнетита, что приводит к повышению их намагниченности и плотности (табл. 11).

Таким образом, для диафоритов в бедных CaO породах, с которыми ассоциируют пегматитовые жилы мусковитовой специализации, характерна несколько повышенная намагниченность за счет присутствия пирротина, диафориты в богатых CaO породах, с которыми связаны керамические пегматиты, более магнитны, чем вмещающие породы, за счет присутствия в них магнетита.

Амфиболиты наиболее широко распространены в пределах хетамбинской свиты беломорид. Обычно они залегают согласно с вмещающими их биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами и образуют горизонты и линзы различной мощности. Различаются полевошпатовые и гранатовые амфиболиты. Гранатовые амфиболиты характеризуются большей плотностью и магнитной восприимчивостью, чем полевошпатовые (рис. 7). Магнитные свойства амфиболитов обусловлены парамагнетизмом роговой обманки, а также присутствием (в небольшом количестве) магнетита, развивающегося по роговой обманке, реже гранату.

Плотность и намагниченность метаморфических свит

Наиболее полный геологический разрез чупинской свиты беломорид составлен Л.С. Головановой и Б.Я. Алексеевым (1978) по субширотному профилю оз. Верхнее Котозеро-Станционный полуостров-месторождение мусковита Малиновая варака. Установлены мощности литологических групп пород, составляющих чупинскую свиту, м: кианит-гранат-биотитовые плагиогнейсы и продукты их ультраметаморфических преобразований - 990, гранат-биотитовые плагиогнейсы и продукты их ультраметаморфических преобразований - 1420, биотитовые плагиогнейсы - 85, амфиболиты и роговообманковые плагиомигматиты - 375.

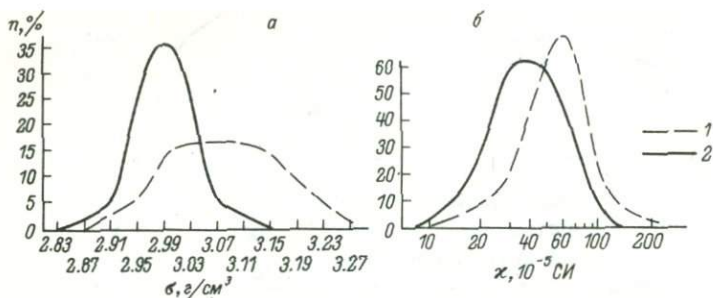


Рис. 7. Вариационные кривые плотности (а) и магнитной восприимчивости (б) амфиболитов.

1 - гранатовые амфиболиты; 2 - полевошпатовые амфиболиты.

Т а б л и ц а 10

Минеральный состав тяжелой фракции образца
кианит-ставролит-гранат-биотитового гнейса
($\sigma = 2.95 \text{ г/см}^3$, $\chi = 200 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$)

Минерал	Содержание, %	Минерал	Содержание, %
Кианит	0.01	Пирротин	64.00
Ставролит	1.44	Турмалин	17.52
Гранат	13.13	Апатит	0.11
Биотит	1.78	Халькопирит	0.79

Т а б л и ц а 11

Изменение физических свойств пород при биотитизации

Порода	Количество образцов	σ , г/см ³			χ , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Эпидот-амфибол-биотитовый гнейс	36	2.65	2.76	2.72	8	31	22
Диафорит	31	2.70	3.06	2.80	43	215	102

Судя по приводимой схеме намагниченности пород центральной части Чупинского блока (рис. 8), составленной по результатам измерений χ образцов коллекции Л.С. Головановой и магнитной съемке, до 30% пород чупинской свиты характеризуются очень низкой намагниченностью, что можно связать с процессами ультраметаморфизма.

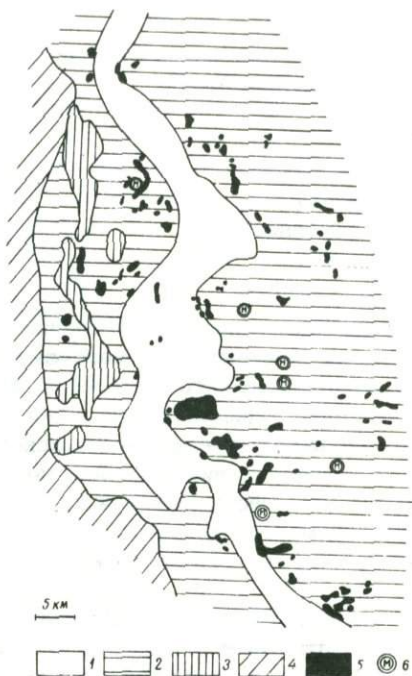
Рис. 8. Схема намагниченности пород Чупинского блока.

1-5 - намагниченность, 10^{-3} А/м: до 40 (1), от 40 до 80 (2), от 80 до 200 (3), от 200 до 500 (4), свыше 5000 (5); 6 - месторождения слюды.

Принимая во внимание значения α и β для соответствующих пород из табл. 1-3, можно подсчитать средневзвешенные значения плотности и магнитной восприимчивости пород чупинской свиты. Они составят соответственно 2.76 г/см^3 и $20 \cdot 10^{-5}$ СИ. Измерения остаточной намагниченности пород показывают, что ее величина одного порядка с индуктивной намагниченностью (Голод, 1978). Таким образом, полная средняя намагниченность пород чупинской свиты составит $(20 \pm 25) \cdot 10^{-3}$ А/м.

Таким же образом с использованием литолого-стратиграфических колонок пород хетоламбинской свиты в Чупинском блоке, построенных Л.С. Головановой (1977), и результатов измерений плотности и магнитной восприимчивости образцов пород, отобранных в этом же районе, получены значения средневзвешенной плотности и намагниченности для хетоламбинской свиты: 2.81 г/см^3 и $40 \cdot 10^{-3}$ А/м соответственно. Керетская свита в восточной части блока сложена плаггиогнейсами и гранито-гнейсами со средневзвешенной плотностью 2.65 г/см^3 и намагниченностью $(15 \pm 20) \cdot 10^{-3}$ А/м, а в западной части, где находят большое распространение микроклинсодержащие породы (рис. 8, табл. 3, 5) физические параметры равны соответственно 2.64 г/см^3 и $(80 \pm 100) \cdot 10^{-3}$ А/м.

Средневзвешенные значения плотности и намагниченности пород беломорской серии по стратиграфическим единицам сведены в табл. 12.



Физические поля Чупинского блока

Магнитное поле характеризуется в основном небольшой интенсивностью (величина $\Delta T_{\alpha} = 0 \pm 200$ нТл) и мозаичностью. Выявлено большое количество мелких преимущественно изометрической формы аномалий ΔT интенсивностью 50-100 нТл, такая же интенсивность

Т а б л и ц а 12

Плотность и намагниченность пород беломорской серии
(Чупинский блок)

Свита	ρ , г/см ³	J , 10 ⁻³ А/м
Чупинская	2.76	20-25
Хетоламбинская	2.81	40
Керетская	2.65	15-20

характерна и для узких линейных аномалий, общая ориентировка которых совпадает с северо-западным направлением простираения пород беломорского комплекса. В южной части блока по изменению простираения линейных аномалий с северо-западного на северо-восточное видно замыкание Лоухского синклинория.

С запада Чупинский блок четко ограничивается Карельско-Беломорским швом, который трассируется магнитной ступенью с повышением величины поля в Карельском геоблоке на 200-300 нТл по сравнению с Беломорским. Положение этой границы показано на рис. 8.

Аномалиями интенсивностью 500-1000 нТл изометрической формы отмечаются массивы наиболее магнитных пород блока - пегидотитов и пироксенитов. Аномалии ΔT , соответствующие ультрабазитам, имеют в основном небольшие размеры - до 1 км в поперечнике, но встречаются и более крупные аномалии - до 5 км в поперечнике, а также линейно-вытянутые, соответствующие дайкам ультрабазитов (рис. 8).

На западе Чупинского блока прослеживаются изометрические и линейно-вытянутые в субмеридиональном направлении положительные аномалии ΔT интенсивностью 200-300 нТл, которые связываются с телами щелочных метасоматитов зон региональных разломов (рис. 8). Одна из таких аномалий приводится на рис. 9. Аномалия дробится на несколько аномалий меньшего размера, максимумы ΔT_{α} на каждой из которых превышают 300 нТл. Аномалии над метасоматитами отличаются от аномалий над ультрабазитами меньшей интенсивностью, как правило, большими размерами и отсутствием сопряженных минимумов.

Аномалии над пирит-пирротиновыми телами характеризуются небольшой интенсивностью (порядка 200 нТл), большой протяженностью (порядка 10 км) при малой ширине (0,2-0,4 км). Простираение аномалий северо-западное и субмеридиональное, приурочены они к породам керетской свиты вблизи побережья Белого моря.

Над месторождениями пегматитов мусковитовой минерагенической группы (по Л.Л. Гродницкому, 1978) Чупинского блока при среднемасштабной съемке не получено аномалий, так как они все приурочены к породам с намагниченностью $(40 \div 80) \cdot 10^{-3}$ А/м (рис. 8). При детальной съемке, по данным Т.С. Игнатьевой (Геофизические методы..., 1973), некоторые месторождения фиксиру-

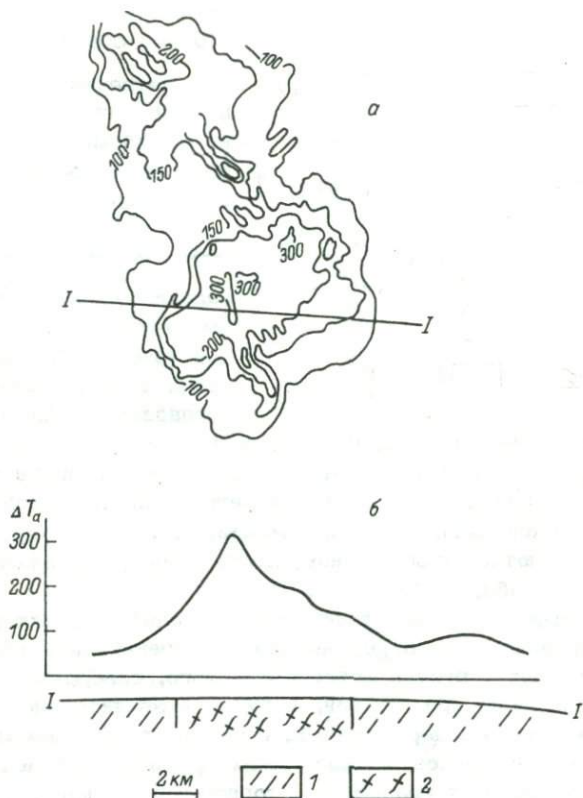


Рис. 9. План (а) и график (б) ΔT_{α} , нТл, над щелочными метасоматитами.

1 — неизмененные породы; 2 — метасоматиты.

ются понижением интенсивности магнитного поля примерно на 100 нТл, что может быть связано с приближением к дневной поверхности слабо намагниченной нижней подсвиты керетской свиты в антиклинальных поднятиях, к которым приурочены месторождения.

Зоны диафтореза, с которыми связаны слюдяные пегматиты, при заметном присутствии в них пирротина выделяются максимумами ΔZ небольшой интенсивности (рис. 10). Однако на фоне изменчивого магнитного поля над породами блока аномалии интенсивностью 50 нТл не всегда удается выделить. Несколько более интенсивные аномалии ΔZ наблюдаются над диафторитами в богатых CaO породах из-за присутствия в них магнетита.

Поле силы тяжести Чупинского блока характеризуется сложной морфологией. В плане прослеживаются зона положительных аномалий северо-западного простирания и примыкающие к ней с юго-за-

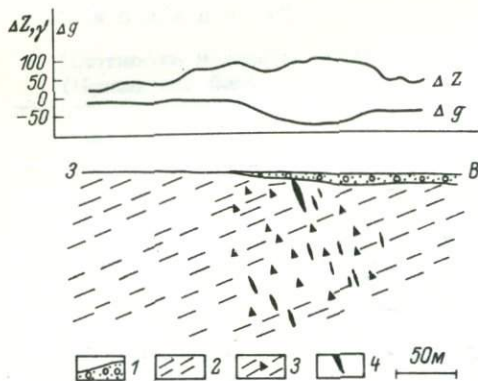


Рис. 10. Графики ΔZ и Δg над зоной диафтореза.

1 - четвертичные отложения; 2 - гранат-биотитовые гнейсы; 3 - породы зоны диафтореза; 4 - пегматитовые жилы.

пада и северо-востока зоны отрицательных аномалий (рис. 11). Такое направление аномальных зон совпадает с общим северо-

западным простиранием пород беломорской серии. При этом полоса положительных аномалий отвечает площади развития пород хетоламбинской и чулинской свит, а породы керетской свиты фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести, т.е. в поле силы тяжести отражается плотностная неоднородность пород, слагающих беломорскую серию (табл. 12).

Сложная морфология гравитационных аномалий, характер их сочленения и интенсивность определяются пространственным соотношением складчатых структур северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простираний, которые в значительной степени осложнены разрывными нарушениями. Системы разрывных нарушений фиксируются в гравитационных аномалиях прямолинейными зонами высоких горизонтальных градиентов, торцовыми сочленениями отдельных аномалий. Крупные синклиналильные складки, сложенные в ядрах более плотными породами чулинской и хетоламбинской свит, отражаются в виде интенсивных положительных аномалий, а антиклинальные складки фиксируются отрицательными аномалиями силы тяжести.

След регионального разлома, разделяющего геоблоки, на уровне современного эрозионного среза устанавливается по зоне максимального горизонтального градиента поля силы тяжести в виде протяженной гравитационной ступени. Положение в плане глубинного разлома в пределах Чулинского блока, полученное по материалам гравиразведки и магниторазведки, совпадает.

Поле кажущегося сопротивления характеризует в основном разрывные нарушения блока, так как они сложены трещиноватыми и обводненными породами.

Полоса распространения гнейсов чулинской свиты в пределах Чулинского блока исследована электроразведкой - методом срединного градиента с разносом питающих электродов, равным 1 км. Основную часть изученной площади занимают породы с удельным сопротивлением от 6000 до 15000 Ом·м (рис. 12). Среди них выделены поля ρ_K интенсивностью менее 4000 Ом·м. Зоны пониженного кажущегося сопротивления имеют субширотное, субмеридиональное и северо-западное направления. Наиболее молодыми и небольшой глу-

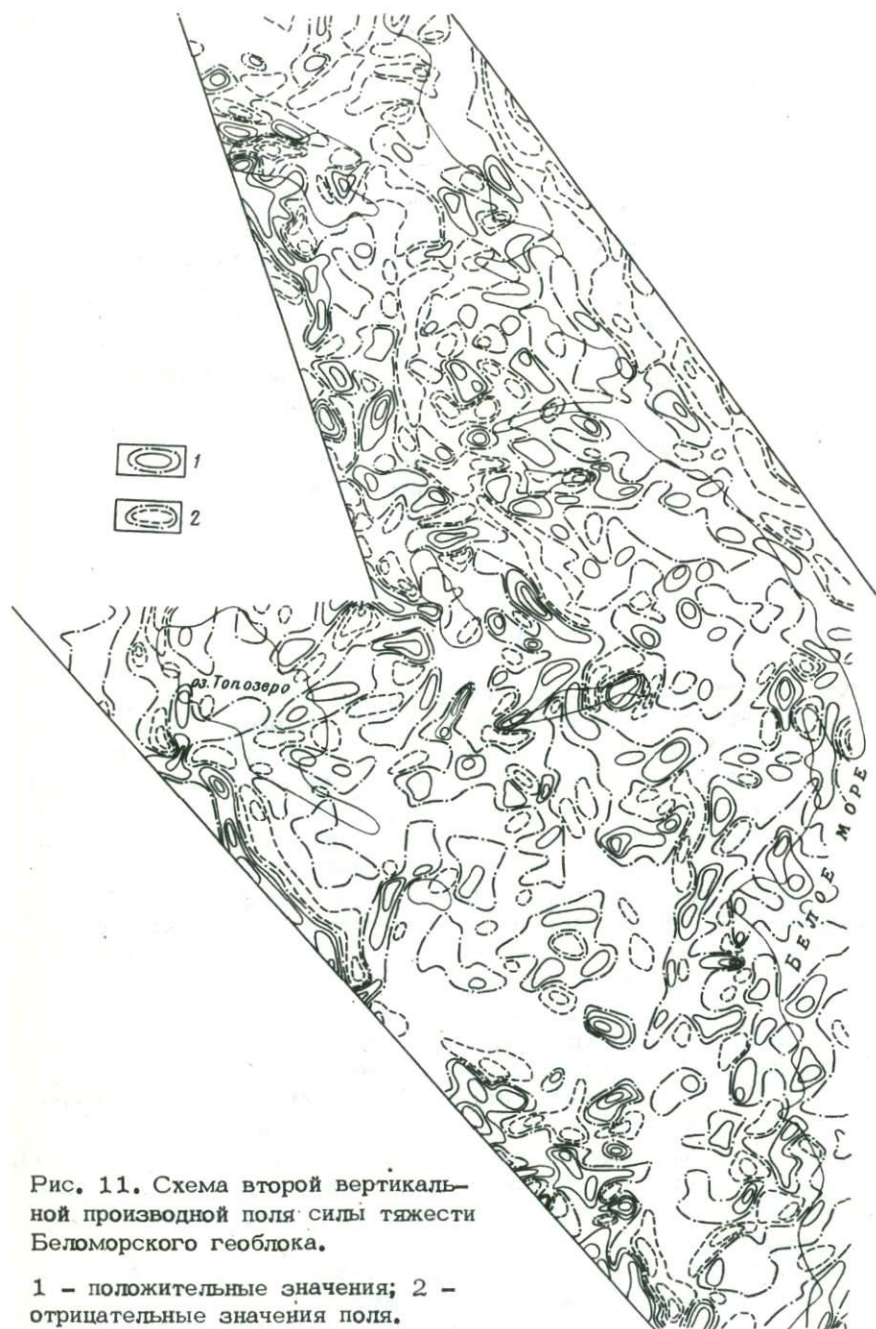


Рис. 11. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести Беломорского геоблока.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения поля.

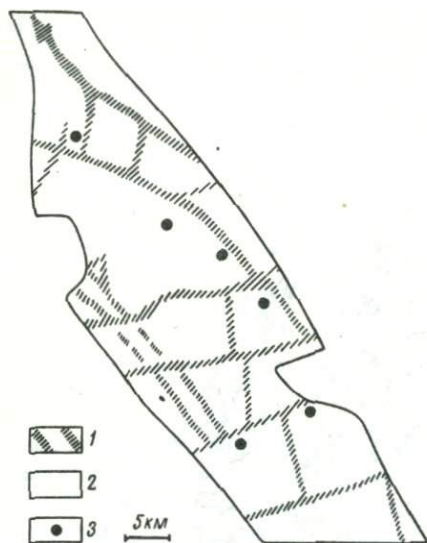


Рис. 12. Схема полей кажущегося сопротивления Чупинского блока.

1 - $\rho_k < 4000$ Ом·м; 2 - $\rho_k > 4000$ Ом·м; 3 - месторождения слюды.

бины заложения являются зоны субширотного направления, совпадающие с геоморфологическими элементами - Чупинской губой Белого моря, озерами Ниж. Котозеро, Пулонгское и др. Зоны субмеридионального и северо-западного направлений глубинные, так как пространственно совпадают с градиентными зонами локальных аномалий силы тяжести.

Физические поля слюдяных месторождений

Как уже отмечалось (Корсаков и др., 1974), известные в пределах блока месторождения пегматитов мусковитовой минералогической группы пространственно тяготеют к периферии локальных минимумов поля силы тяжести. Такая закономерность не может быть объяснена однозначно. Можно предположить наличие на глубоких горизонтах месторождений слюды реомобилизованных в протерозойский этап тектоногенеза гранитных массивов, генетически связанных с архейскими телами аплитов, которые часто встречаются вблизи месторождений. Однако фактическим материалом такое предположение, за исключением месторождения на северном берегу Лоухского озера (Игнатьева, 1968), не подтверждается. Для большинства слюдяных месторождений устанавливается пространственная их связь с антиклинальными структурами, для которых на современном эрозионном срезе уменьшается видимая мощность более плотных пород чупинской и хетолабамбинской свит. В этих структурах менее плотные породы керетской свиты, обладающие недостаточной плотностью по сравнению с вышележащими породами порядка $0,15 \text{ г/см}^3$ (табл. 12), приближены к дневной поверхности, что и может привести к появлению локальных минимумов Δg , к периферии которых тяготеют слюдяные месторождения.

Зоны диафореза (тектонические пегматитоносные зоны) вследствие некоторого уменьшения плотности пород в них (рис. 5) отмечаются минимумами силы тяжести относительной интенсивностью порядка 0,2-0,3 мгл (рис. 10).

Устанавливается, что крупнейшие месторождения пегматитов мусковитовой минерагенической группы Чупинского блока в северной части исследованного участка тяготеют к протяженной зоне низкого сопротивления, имеющей северо-западное направление, в южной части — к зоне северо-восточного (субширотного) направления.

Диафториты, являясь крупнозернистыми четкополосчатыми разностями гнейсов, поддаются выветриванию лучше, чем монолитные мелкозернистые гнейсы с удельным сопротивлением 10000–15000 Ом·м, в связи с чем часто выделяются в поле ρ_k минимумами (Голод, 1978). Повышенная концентрация в этих породах электронно-проводящих минералов (пирротин, магнетит) приводит к повышению поля кажущейся поляризуемости над диафторитами.

На месторождениях пегматитов мусковитовой минерагенической группы Чупинского блока обнаружены естественные электрические поля и там же они в значительной степени изучены (Голод, 1962; Геофизические методы..., 1973; Голод, 1978). Поля развиты в зонах диафтореза и своим происхождением обязаны диффузионно-адсорбционным потенциалам, возникающим в граничной области соприкасающихся пористых сред (табл. 8) при различном химическом составе вод. Как известно, в подземных водах зон диафтореза содержание иона SO_4 возрастает на 1–2 порядка по сравнению с подземными водами в неизмененных породах (Голод, 1978). Повышенная пористость диафторитов и резко различный химический состав вод в них и неизмененных породах создают благоприятные условия для возникновения диффузионно-адсорбционных потенциалов. Интенсивность таких аномалий достигает 50–100 мВ при ширине в несколько сотен метров (Голод, 1978; Семенов, 1980).

Анализ физических полей Чупинского блока показывает, что при геологическом картировании образований, его слагающих, необходимо использовать комплекс геофизических методов, включающих гравиразведку, магниторазведку и электроразведку, причем магниторазведочные работы должны быть высокоточными для уверенного выделения метасоматитов как щелочных, так (в некоторых случаях) и стадии кислотного выщелачивания.

При поисках и разведке наиболее ценных полезных ископаемых блока — пегматитов мусковитовой минерагенической группы — существуют предпосылки использования методов срединного градиента, естественного электрического поля, вызванной поляризации, гравиразведки (Голод, 1978).

Физические поля Кемского блока

Магнитное поле Кемского блока по структуре менее мозаично, чем поле Чупинского блока, — здесь больше аномалий линейного характера большой протяженности, появляются изометрические аномалии, связанные с куполовидными поднятиями, и т.д.

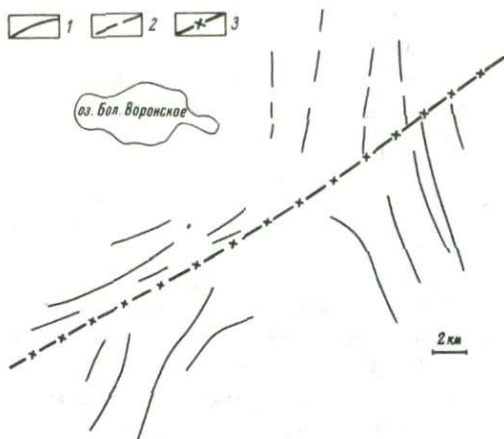


Рис. 13. Схема расположения осей магнитных аномалий на контакте Чупинского и Кемского блоков.

1 - оси положительных аномалий; 2 - оси отрицательных аномалий; 3 - предполагаемый контакт блоков.

Граница между Чупинским и Кемским блоками в магнитном поле трассируется по изменению знака на побережье Белого моря (отрицательное поле над Чупинским блоком, положительное - над Кемским), далее на запад - по изменению направления простираения тел с северо-восточного в Чупинском блоке на субширотное в Кемском (рис. 13).

Появление положительных аномалий ΔT интенсивностью до 700 нТл в Кемском блоке у побережья Белого моря, возможно, связано с приближением к дневной поверхности „диоритового“ слоя в связи с большей эродированностью Кемского блока по сравнению с Чупинским и общим поднятием этого слоя по направлению к Соловецким островам.

В центральной и южной частях блока широко распространены куполовидные структуры, выделяемые по минимумам ΔT интенсивностью 50-100 нТл. Размеры этих аномалий в диаметре до 10 км (район р. Охты). В этом же районе положительными аномалиями 200-300 нТл (местами до 500-1000 нТл) отмечаются тела гранитов, прослеживающиеся на десятки километров. Аномалии изометрической формы интенсивностью до 2000 нТл и размерами до 3x4 км соответствуют телам ультрабазитов.

Интенсивные положительные аномалии магнитного поля создают также тела амфиболитов, измененных процессами метасоматоза. Один из таких массивов в районе Охтинского пегматитового поля закартирован детальной магниторазведкой. Длина массива более 2 км при мощности 0,2 км, интенсивность аномалий ΔZ над ним достигает 2000-4000 нТл (рис. 14). Массив имеет зональное

Рис. 14. План графиков ΔZ над массивом амфиболитов.

Штриховая линия — контур массива амфиболитов по магнитным данным.

строение: полевошпатовый амфиболит с обычной для таких пород магнитной восприимчивостью ($60 \cdot 10^{-5}$ СИ) сменяется гранатовым амфиболитом с $\alpha = 100 \cdot 10^{-5}$ СИ и затем породой, измененной процессами метасоматоза, с магнитной восприимчивостью до $5000 \cdot 10^{-5}$ СИ. В породе появляется магнетит, она обогащается апатитом (табл. 13). Измененная порода отличается от неизмененной не только по магнитным, но и по электрическим свойствам — при значительном увеличении содержания рудных минералов в амфиболите в 1,5–2 раза увеличивается его диэлектрическая проницаемость.

Магниторазведкой в Кемском блоке хорошо выделяются диафториты — измененные высокоглиноземистые гнейсы с пирротинном, средняя магнитная восприимчивость которых равна $110 \cdot 10^{-5}$ СИ (табл. 9). С этими гнейсами связаны пегматиты мусковит–редкометалльной минерогенической группы, где слюда образовалась также в процессе диафтореза. Пегматитовые тела располагаются в отрицательных полях, но в непосредственной близости от положительных аномалий ΔZ интенсивностью 400–600 (иногда более 3000) нТл (рис. 15). Линейно вытянутые аномалии такой интенсивности прослеживаются на довольно большие расстояния — 5 км и более.

Поле кажущегося сопротивления Кемского блока и по характеру, и по интенсивности аналогично полю Чупинского блока. Низким сопротивлением (до 2000 Ом·м) отмечаются тектонические зоны, сложенные трещиноватыми и обводненными породами. Повышенное поле кажущегося сопротивления (10 000–12 000 Ом·м при расстояниях питающих электродов 500–1000 м) характерно для участков, сложенных биотитовыми гнейсами керетской свиты. Особенно ин-

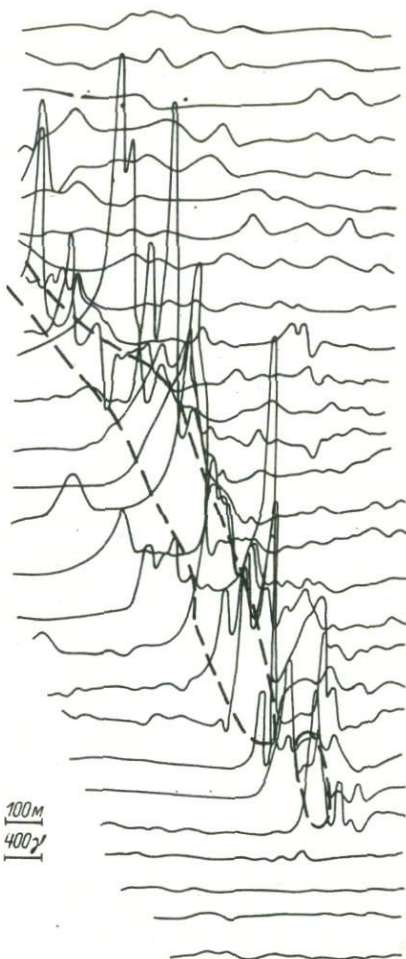


Таблица 13

Минеральный состав и физические свойства амфиболитов

Номер образца	α , 10 ⁻⁵ СИ	ϵ	$\rho \cdot 10^7$, Ом·м	Содержание	
				Амфибол	Гранат
182-К	65	18.0	0.251	72.5	7.5
183-К	100	14.3	0.387	63.3	27.0
184-К	6300	23.6	0.362	66.1	17.6
185-К	1100	26.1	0.242	45.0	44.2

тенсивные аномалии ρ_k приурочены к приконтактовым зонам керетской свиты в районах ее сочленения с пезозерской свитой лопия, где биотитовые гнейсы наиболее гранитизированы. Высоким значением сопротивления в этих зонах соответствуют положительные магнитные аномалии интенсивностью 300–400 нТл, что может свидетельствовать о метасоматической природе процессов, которые привели к гранитизации и окварцеванию пород керетской свиты в ее контактах с пезозерской свитой.

Породы пезозерской свиты (в том числе слюдяноборской толщи, к которой приурочены месторождения пегматитов мусковит-редкометальной минерагенической группы) характеризуются полями $\rho_k = 4000 \div 10000$ Ом·м. К полям такой интенсивности приурочены как мусковит-редкометальные пегматиты Кемского блока, так и большинство мусковитовых пегматитов Чупинского блока.

В отличие от мусковитовых пегматитов пегматиты мусковит-редкометальной минерагенической группы на месторождениях Слюдяной бор, хутор Половина и других четко выделяются максимумами ρ_k шириной 60–80 м, что в 3–4 раза превышает мощность тел, и относительной интенсивностью 300–500%. Этот факт объясняется большой относительной мощностью исследованных жил (отношение мощности четвертичных отложений к мощности жил не превышает единицы) и высоким сопротивлением пегматитов, характеризующихся значительным развитием блоковых структур.

Поле силы тяжести Кемского блока характеризуется значительной сложностью, обусловленной особенностями его геологического строения. В региональном гравитационном поле над этим блоком устанавливается моногеничный относительный максимум с эпицентром в районе Соловецких островов Белого моря. Интенсивность гравитационной аномалии постепенно уменьшается с северо-востока на юго-запад, и практически над Кемским блоком фиксируется протяженная гравитационная ступень северо-западного простиранья. Зона максимального горизонтального градиента силы тяжести отчетливо подчеркивает границу блока с Карельским геоблоком. Относительный моногеничный максимум поля силы тяжести в значительной степени осложнен переменной составляющей поля силы тя-

Охтинского поля

минералов, %					
Магнетит	Ильменит	Апатит	Пирит	Кварц	Полевой шпат
–	–	Ед. зн.	–	13,5	6,5
0,04	Ед. зн.	0,11	0,03	5,9	3,5
3,95	2,0	1,7	0,1	4,5	4,0
0,95	Ед. зн.	5,5	Ед. зн.	1,75	1,35

жести, т.е. в исходном гравитационном поле отчетливо просматриваются локальные аномалии. Наиболее ярко переменная составляющая гравитационного поля проявляется в трансформантах разделяющего характера, которые отражают плотностную, а следовательно, и геологическую неоднородность самой верхней части разреза земной коры. Как показывает опыт совместного анализа геолого-геофизической информации, на трансформантах поля силы тяжести разделяющего характера проявлены особенности геологического строения на уровне современного эрозионного среза.

Внутреннее строение локального гравитационного поля характеризуется чрезвычайной сложностью. Для Кемского блока характерно наличие знакопеременных аномалий g_{zz} (рис. 11), каждая из которых довольно отчетливо выражена в наблюдаемом гравитационном поле в специфических особенностях строения изоаномал. На схеме второй вертикальной производной около 60% площади Кемского блока фиксируется слабоинтенсивным отрицательным полем g_{zz} , на фоне которого устанавливается система положительных аномалий разной интенсивности. По морфологическим особенностям положительных аномалий, их интенсивности и особенно пространственному положению гравитационное поле Кемского блока заметно отличается от Чупинского блока. Если для Чупинского блока преимущественной является северо-западная ориентировка длинных осей аномалий, то в пределах Кемского блока оси аномалий вытянуты на север-северо-восток. Кроме того, в Кемском блоке отмечается частое смещение осей аномалий по субширотному направлению. Эта смена морфологических особенностей гравитационных аномалий происходит по линии южная оконечность оз. Топозеро-оз. Энгозеро-пос. Гридино. Как было отмечено выше, вдоль этой линии происходят изменения и магнитного поля. По этим и другим признакам и проводится граница между Чупинским и Кемским блоками, которая может аппроксимироваться зоной разлома. Юго-западная граница Кемского блока с Карельским геоблоком на карте g_{zz} отчетливо локализуется вдоль Лехтинской и Шомбозерской структур. При этом на всем протяжении для юго-западной части Кемского блока характерно в целом отрица-



Рис.15. План изолиний ΔZ , нТл, на месторождении пегматитов Слюдяной бор.

1 - пегматитовые жилы.

тельное поле J_{zz} с отдельными изолированными положительными аномалиями. Северо-восточная часть блока и особенно побережье Белого моря характеризуются наличием системы положительных аномалий со сложной морфологией. Характер локального гравитационного поля находится в тесной взаимосвязи с особенностями геологического строения Кемского блока, являющегося сложно-построенной складчато-блоковой системой.

Строение Беломорского геоблока по геолого-геофизическим данным

Основные черты геологического строения Беломорского геоблока в геолого-геофизическом аспекте рассмотрим на примере двух его блоков второго порядка — Чупинского и Кемского. Выше было показано, что Беломорский геоблок отчетливо обособляется в потенциальных геофизических полях (гравитационном и магнитном) и его юго-западная граница с Карельским геоблоком на уровне современного эрозионного среза на территории Карелии устанавливается к северу от Ветреного пояса через оз. Сумозеро в районе южнее г. Беломорска, откуда в северо-западном направлении прослеживается вдоль Лектинской и Шомбозерской структур до оз. Топозеро. Далее в Чупинском районе эта граница проходит через оз. Кереть вдоль восточного контакта Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны, через оз. Нотозеро до северо-западной оконечности оз. Ковдозеро.

На карельской части Беломорского геоблока выделяются три блока второго порядка: Маленгский, Кемский и Чупинский, — каждый из которых, обладая специфическими чертами строения, находит отражение в характере потенциальных геофизических полей (особенно в гравитационном поле). На севере граница Чупинского блока совпадает с зоной глубинного разлома, прослеживающегося от оз. Панаярви через озера Соколозеро, Рувозеро и Ковдозеро в район г. Кандалакши. Этот разлом уверенно выделяется по комплексу геолого-геофизических признаков. Южная граница Чупинского блока также совпадает с зоной субширотного разлома от района пос. Войница через южную оконечность оз. Топозеро и далее вдоль оз. Энгозеро до побережья Белого моря вблизи пос. Гридино. Вдоль указанных разломов Чупинский блок испытал смещение в плане к востоку на 30–40 км. Кемский блок, расположенный южнее Чупинского, на юго-востоке ограничен Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной, к юго-востоку от которой в составе Беломорского геоблока выделяется Маленгский блок. Чупинский и Кемский блоки в геологическом отношении изучены наиболее полно. Кроме того, для пород, слагающих эти блоки, в настоящее время имеется достаточно подробная их петрофизическая характеристика.

Использование разделяющих трансформант поля силы тяжести совместно с данными магниторазведки и электроразведки, а также

с материалами геологических исследований в условиях северо-западного Беломорья позволяет по-новому оценить некоторые черты его геологического строения. Прежде всего это относится к выявлению сети разрывных нарушений, в значительной степени осложняющих складчатую систему беломорид и создающих блоковую структуру. Выявление сети разрывных нарушений, проведение их таксономии в условиях преобладающего развития рыхлых четвертичных отложений без привлечения материалов геофизических исследований сопряжено с большими трудностями. Совместный же анализ геолого-геофизической информации позволяет создать систему пространственного соотношения блоково-складчатых элементов на уровне современного эрозионного среза.

Как показывает опыт, совместный анализ геолого-геофизической информации на основе использования принципа аналогий позволяет наиболее эффективно и надежно решать многие вопросы геологического строения. Такой подход комплексного анализа приобретает особую актуальность в условиях широкого развития в Беломорье рыхлых четвертичных отложений.

Анализ петрофизических данных свидетельствует о том, что для пород беломорской серии наиболее отчетливая дифференциация наблюдается в параметре плотности (табл. 12). Так, наименьшей плотностью ($\bar{\rho}=2,65 \text{ г/см}^3$) характеризуются породы керетской свиты, а наибольшей ($\bar{\rho}=2,81 \text{ г/см}^3$) — хетоламбинской свиты. Глиноземистые гнейсы чупинской свиты по плотности занимают промежуточное положение ($\bar{\rho}=2,76 \text{ г/см}^3$). Магнитные свойства пород беломорской серии в региональном плане характеризуются слабой дифференциацией (табл. 12). Повышенной магнитной восприимчивостью (табл. 1) обладают ультрабазиты (перидотиты и пироксениты), тела и дайки которых широко развиты в породах беломорской серии. Эти тела магнитных пород отчетливо выделяются в магнитном поле аномалиями интенсивностью 500–1000 нТл.

Дифференциация пород беломорской серии по плотности находит отражение в гравитационном поле.

В связи с тем что породы хетоламбинской и чупинской свит обладают по сравнению с породами керетской свиты избыточной плотностью около $0,15\text{--}0,20 \text{ г/см}^3$, над участками их развития следует ожидать локальных гравитационных положительных аномалий.

Выделяемые нами в составе Беломорского геоблока Чупинский, Кемский и Маленгский блоки второго порядка, отличаясь специфическими чертами геологического строения, отчетливо обособляются в гравитационном поле. Это обособление фиксируется как в характере регионального поля силы тяжести, так и в его разделяющих трансформантах. Границы раздела этих блоковых структур по комплексу геолого-геофизических признаков соответствуют зонам глубинных разломов. Каждый блок второго порядка различается существенными особенностями геологического строения не только на уровне современного эрозионного среза, но и в положении глубинных границ раздела земной коры.

Характер гравитационного поля, его интенсивность и морфологи-

ческие особенности согласуются с представлениями об общем синклинорном характере структуры северо-западного Беломорья. Особенно отчетливо в гравитационном поле региональная складчатая структура беломорид просматривается в пределах Чупинского блока (рис. 11). Здесь в центральной части блока от оз. Энгозеро через оз. Лоухское до оз. Ковдозеро в северо-западном направлении прослеживается полоса положительных гравитационных аномалий с очень сложной морфологией и пространственным положением, совпадающая с Лоухским синклинорием, Ядро синклинория и его крылья сложены наиболее тяжелыми породами чупинской и хетоламбинской свит беломорской серии. Их избыточная плотность по сравнению с породами керетской свиты обусловила положительный гравитационный эффект. К юго-западу и северо-востоку от полосы положительных аномалий устанавливаются отрицательные аномальные полосы, соответствующие легким породам керетской свиты и совпадающие с Западным и Приморским антиклинориями. Характер регионального гравитационного поля свидетельствует о том, что в северо-западном направлении происходит, с одной стороны, увеличение мощности земной коры, а с другой — наращивание разреза беломорской серии. Формирование региональных северо-западных складок в процессе эволюции Беломорского геоблока при достижении его определенной консолидации сопровождалось формированием продольных зон разломов. Так, в позднем архее произошло заложение вдоль юго-западного крыла Западного антиклинория Тикшозерско-Хизоваарской зоны глубинных разломов, предопределившей юго-западную границу Чупинского блока. Северо-восточная граница Чупинского блока проходит вдоль крыла Приморского антиклинория и совпадает с бортовым разломом Кандалакшского грабена, становление которого завершилось в фанерозое.

Внутреннее строение Чупинского блока характеризуется чрезвычайной сложностью, обусловленной стадийностью проявления складчатых деформаций и сопровождающих их разрывных нарушений. Из всего многообразия геологических процессов (региональный метаморфизм и метасоматоз, гранитизация и мигматизация и др.) только тектонические процессы привели к резко выраженной анизотропии беломорского комплекса, которая находит отражение в характере потенциальных геофизических полей. Если складчатые структуры беломорид на отдельных хорошо обнаженных участках доступны непосредственному изучению, то элементы разрывной тектоники, играющие немаловажную роль в истории геологического развития, как правило, скрыты под четвертичными отложениями и обычными геологическими методами распознаются с трудом.

Взаимосвязь геологических структур с гравитационными аномалиями устанавливается при анализе геологических материалов и трансформант поля силы тяжести разделяющего характера. На карте вертикальной производной силы тяжести g_{zz} в пределах Чупинского блока устанавливается наличие систем положительных и отрицательных аномалий различной интенсивности, отражающих гравитационный эффект пород беломорской серии. Морфологические осо-

бенности аномалий, их пространственное положение, ориентировка осей характеризуют внутреннее строение и взаимное сочетание в пространстве слоисто-блоковых структур разных порядков. Синклинальные структуры, сложенные в ядре породами чупинской свиты, а на крыльях породами хетоламбинской свиты, обладая избыточной эффективной плотностью, обособляются в положительных гравитационных аномалиях, интенсивность которых зависит от суммарной мощности тяжелых пород. Антиклинальные складчатые структуры, в ядерных частях которых залегают породы керетской свиты, отмечаются отрицательными аномалиями силы тяжести. В целом морфологические особенности гравитационного поля Чупинского блока определяются пространственным соотношением складчатых структур северо-западного, субширотного и субмеридионального простираний, которые в значительной степени осложнены разрывными нарушениями. Системы разрывных нарушений фиксируются в гравитационных аномалиях прямолинейными зонами высоких горизонтальных градиентов, торцовыми сочленениями отдельных аномалий, смещением осей аномалий в плане и другими признаками.

Отмеченные особенности взаимосвязи геологических элементов и геофизических параметров легли в основу составления схемы блокового строения Чупинского блока (рис. 16). На этой схеме нашли отражение площади развития литологических разновидностей пород беломорской серии, образующих сложнопостроенную складчатоблоковую систему беломорид. Блоковое строение обусловлено наличием систем разрывных нарушений северо-западного, северо-восточного и субмеридионального простирания, которые сопровождали каждый из периодов складчатых деформаций. Системы разрывных нарушений контролируют в основном размещение многообразных магматических и жильных образований.

Кемский блок на севере, как уже указывалось, отделяется от Чупинского по субширотной зоне глубинного разлома, проходящего от границы с Финляндией, севернее пос. Войница, через южное окончание оз. Топозеро и вдоль оз. Энгозеро до побережья Белого моря в районе пос. Гридино. На юго-западе Кемский блок ограничен Выгозерско-Шомбозерской мобильно-проницаемой зоной развития осадочно-вулканогенных образований лопия-ятулия. Этот блок отчетливо обособляется в потенциальных геофизических полях. По своему внутреннему строению Кемский блок обладает существенными отличиями от Чупинского блока, что проявляется в характере трансформированного гравитационного поля силы тяжести. На карте второй вертикальной производной силы тяжести (рис. 11) отчетливо устанавливается принципиально отличный от Чупинского блока характер морфологических особенностей гравитационных аномалий. Обращает на себя внимание отсутствие полосовых систем положительных и отрицательных аномалий g_{ZZ} . На фоне отрицательного локального поля силы тяжести в юго-западной части блока устанавливаются изолированные различно ориентированные положительные аномалии g_{ZZ} . Для восточной части блока характерно наличие отдельных положительных аномалий и их систем общего северо-

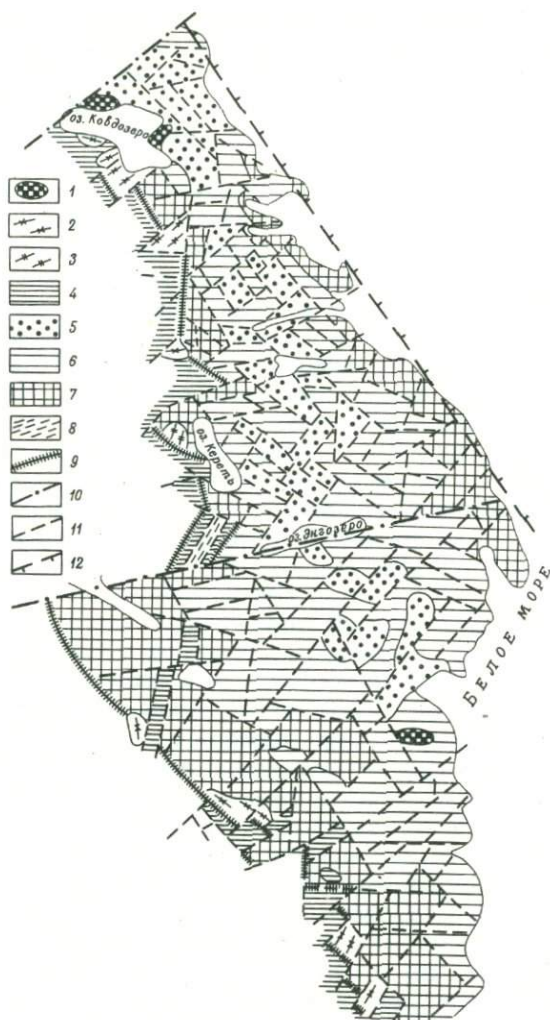


Рис. 16. Схема блокового строения северо-западного Беломорья.

1 - гипербазиты; 2 - микроклиновые граниты; 3 - апочарнокитовые гнейсо-граниты и гнейсо-гранодиориты; 4 - осадочно-вулканогенные образования лолия; 5-7 - архейский (беломорский) комплекс пород: 5 - чупинская свита, 6 - хетоламбинская свита, 7 - керетская свита; 8 - гранито-гнейсы и мигматиты; 9 - межгеоблоковая зона глубинных разломов; 10 - межблоковые зоны глубинных разломов; 11 - внутриблоковые разломы; 12 - разлом, ограничивающий Канда-
далакшский грабен.

В пределах отдельных блоков показано преимущественное развитие пород соответствующих свит беломорской серии.

восточного направления. Здесь проявляются локальные субширотные деформации в морфологическом рисунке гравитационных аномалий. Примечательной особенностью локальных аномалий g_{zz} Кемского блока в отличие от Чупинского является их заметно меньшая интенсивность на большей площади блока. Только вдоль побережья Белого моря от г. Беломорска до пос. Гридино устанавливается значительная интенсивность как положительных, так и отрицательных аномалий g_{zz} . Аналогичные особенности в морфологии локальных аномалий для Кемского блока характерны и в магнитном поле.

Отмеченные особенности потенциальных полей отражают неоднородность внутреннего строения Кемского блока и прежде всего его складчато-блоковую структуру. По имеющимся геологическим материалам на современном эрозионном срезе в геологическом строении Кемского блока, как и Чупинского, принимают участие метаморфизованные породы керетской, хетоламбинской и чупинской свит. При этом следует подчеркнуть, что породы чупинской свиты в пределах блока пользуются весьма ограниченным развитием, занимая отдельные изолированные участки от губы Поньгома Белого моря к оз. Энгозеру. Значительная часть блока сложена породами хетоламбинской свиты, а породы керетской свиты развиты в юго-западной части блока на стыке его с Карельским. Эти данные свидетельствуют о значительно большей глубине эрозионного среза Кемского блока по сравнению с Чупинским. О величине эрозионного среза можно судить на основании морфологических особенностей аномалий g_{zz} и их интенсивности. Пониженная интенсивность гравитационных аномалий, увеличение общей площади отрицательных значений второй вертикальной производной силы тяжести в пределах Кемского блока объясняется меньшим суммарным объемом более плотных пород чупинской и хетоламбинской свит. Поскольку значительная площадь блока сложена породами хетоламбинской свиты, естественно, что процессы эрозии охватили не только чупинскую свиту, которая почти нацело денудирована, но и верхнюю часть разреза хетоламбинской свиты. Уменьшение сохранившейся мощности более плотных пород сказалось на общем характере строения гравитационного поля. При этом доля гравитационного эффекта нижней части разреза беломорской серии, представленной породами керетской свиты со среднезвешенной плотностью $2,65 \text{ г/см}^3$, в значительной степени возрастает. 4

При анализе геолого-геофизических материалов устанавливаются общие закономерности пространственного размещения положительных и отрицательных аномалий g_{zz} , с одной стороны, со складчатыми структурами высоких порядков, а с другой — с элементами разрывной тектоники, создающих в совокупности сложнопостроенную блоково-складчатую структуру Кемского блока. Положительные аномалии g_{zz} связаны, как правило, с ядерными частями синклинальных складок третьего и более высоких порядков, что обусловлено увеличением мощности плотных пород хетоламбинской, а в отдельных случаях и чупинской свит. Отрицательные аномалии g_{zz} повышенной интенсивности связаны с ядрами антиклинальных складок,

где или мощность плотных пород хетоламбинской свиты значительно уменьшена, или на современный эрозионный срез выведены легкие породы керетской свиты. Сочленение складчатых структур третьего порядка позволяет выявить более крупные складчатые структуры второго порядка, сформированные в чупинский период складчатых деформаций (по М.М. Стенарю) общего северо-западного простирания (Беломорский и Кумозерский синклиналии и Шуе-зерский антиклиналий). Складчатые структуры чупинского периода в значительной степени осложнены субширотной складчатостью лужского периода. Пространственное положение синклинальных и антиклинальных складок субширотного направления фиксируется соответственно положительными и отрицательными аномалиями g_{zz} . Сложная складчатая структура беломорид, сформированная в периоды беломорской складчатости, в позднеархейское время испытала наложенные складчатые деформации общего северо-восточного простирания с погружением шарниров складок в юго-западном направлении. Все многообразие складчатых структур Кемского блока находит отражение в морфологии, интенсивности и площадном размещении локальных аномалий силы тяжести, анализ которых позволяет воссоздать общий структурный план блока и проследить ундуляцию и виргацию шарниров более ранних складок.

Складчатые деформации сопровождались разрывными нарушениями, по которым происходило внедрение многообразных интрузивных образований беломорского комплекса. Из разрывных нарушений наиболее отчетливо проявлены субмеридиональные и субширотные зоны, а северо-западные и особенно северо-восточные разломы внутри Кемского блока не имеют широкого развития. Системы разрывных нарушений обуславливают блоковое строение сложно складчатой структуры беломорид, что в большой степени затрудняет расшифровку геологического строения Кемского блока. Особый интерес представляют субмеридиональные зоны глубинных разломов в связи с тем, что по некоторым из них произошло формирование линейных структур, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями лопийского возраста. Такие зоны глубинных разломов несут региональный характер и являются сквозьструктурными. Примером структуры лопийского возраста, приуроченной к зоне субмеридионального глубинного разлома, секущего образования беломорской серии, может служить Кургиевская структура (Геология и магматизм..., 1974).

Приуроченность этой структуры к меридиональной зоне разлома, прослеживающегося с Карельского геоблока, документируется геологическими методами и отмечается в потенциальных геофизических полях. Вмещающие Кургиевскую структуру породы представлены керетской свитой беломорской серии. Аналогичное структурное положение среды гнейсов керетской свиты занимает лопийские образования Слюдяноборского поля мусковит-редкометаллических пегматитов. Здесь на образовании беломорской серии происходит наложение образований Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоны,

по которой Беломорский геоблок расчленяется на Кемский и Маленгский блоки.

Тектонический характер сочленения Кемского блока с Карельским геоблоком по зоне глубинного разлома мантийного заложения, в пределах которой в лопийское время началось формирование Выгозерско-Шомбозерской мобильно-проницаемой зоны, не вызывает сомнений. Морфология границы раздела Кемского блока беломорид с Карельским геоблоком на современном эрозионном срезе характеризуется чрезвычайной сложностью, обусловленной внутренним строением Выгозерско-Шомбозерской мобильно-проницаемой зоны. Эта граница раздела между беломоридами и лопийскими образованиями отчетливо фиксируется в потенциальных геофизических полях. Породы беломорской серии в зоне контакта испытали интенсивную бластомилонитизацию (Геология и магматизм..., 1974). Кроме того, в этой зоне интенсивно развиты процессы гранитизации. Контур гранитизированных пород отчетливо фиксируются интенсивными отрицательными аномалиями g_{zz} .

На основании анализа геолого-геофизических материалов составлена схема строения Чупинского и Кемского блоков (рис. 16), на которой нашла отражение блоково-складчатая структура беломорид.

Рассмотренные выше Чупинский и Кемский блоки являются блоковыми структурами второго порядка в составе Беломорского геоблока. Каждый из этих блоков характеризуется специфическими чертами внутреннего строения. Основное различие в геологическом строении блоков Беломорского геоблока заключается в полноте сохранившейся части стратиграфического разреза беломорской серии. На современном срезе в пределах Чупинского блока породы чупинской свиты, занимающие самое верхнее положение в стратиграфическом разрезе беломорской серии на карельской части Беломорского геоблока, развиты в виде непрерывной полосы от оз. Энгозеро и слагают ядро Лоухского синклинория. В пределах Кемского блока породы чупинской свиты сохранились лишь в отдельных синклинальных структурах высоких порядков. Для Кемского блока в целом характерен более глубокий уровень эрозионного среза по сравнению с Чупинским. Еще более глубокий эрозионный срез по имеющимся геолого-геофизическим материалам устанавливается для Маленгского блока.

Таким образом, для Беломорского геоблока в региональном плане примечательной чертой является последовательное уменьшение величины эрозионного среза с юго-востока на северо-запад. Эта закономерность обусловлена особенностями глубинных границ раздела земной коры (гл. 3). В частности, отчетливо устанавливается увеличение мощности земной коры в северо-западном направлении.

Отмеченные различия геологического строения блоковых структур второго порядка предопределяют, в частности, и минерагеническую специализацию пегматитовых жил. Практически все известные пегматиты мусковитовой формации развиты в Чупинском блоке в связи с фактором их литологического контроля — приуроченностью к глиноземистым плагиогнейсам чупинской свиты.

ПЕТРОФИЗИКА, ФИЗИЧЕСКИЕ ПОЛЯ И СТРОЕНИЕ
КАРЕЛЬСКОГО ГЕОБЛОКА

В пределах Карельского геоблока в юго-восточной части Балтийского щита работами авторов выделяются следующие структуры земной коры второго порядка: Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории, Тикшозерско-Хизоваарская, Выгозерско-Шомбозерская, Сумозерско-Кенозерская и Хаутаваарско-Выгозерская мобильно-проницаемые зоны. Первые три из названных мобильно-проницаемых зон являются составными элементами Восточно-Карельской синклинорной зоны развития лопийских и сумийско-сарнилийских осадочно-вулканогенных образований.

Западно-Карельский блок-антиклинорий разбит, в свою очередь, на 11 блоков III порядка (рис. 1), из которых в данной работе описываются два - Пяозерский и Вокнаволоцкий и Тикшозерско-Хизоваарская мобильно-проницаемая зона. Восточно-Карельский блок-антиклинорий делится на 6 блоков III порядка, из которых рассматривается Центрально-Онежский. В работе описан также Шуезерский блок Выгозерско-Шомбозерской мобильно-проницаемой зоны.

В отличие от Беломорского Карельский геоблок весьма неоднороден по своему строению, что не позволяет в краткой форме дать его геологическое описание в целом. Ниже приводятся сведения о физических свойствах пород, физических полях и строении отдельно по каждому из названных блоков.

Пяозерский блок и Тикшозерско-Хизоваарская мобильно-проницаемая зона

Физические свойства пород

Для Пяозерского блока на уровне современного эрозионного среза характерно широкое развитие магматических и ультраметаморфических образований. Основу геологического строения блока составляют гранитоиды таваярвинского типа, плагиомикроклиновые и существенно микроклиновые граниты, метасоматические граниты и гранодиориты, гипербазиты и перидотит-габбро-норитовые интрузии, интрузии щелочных габброидов.

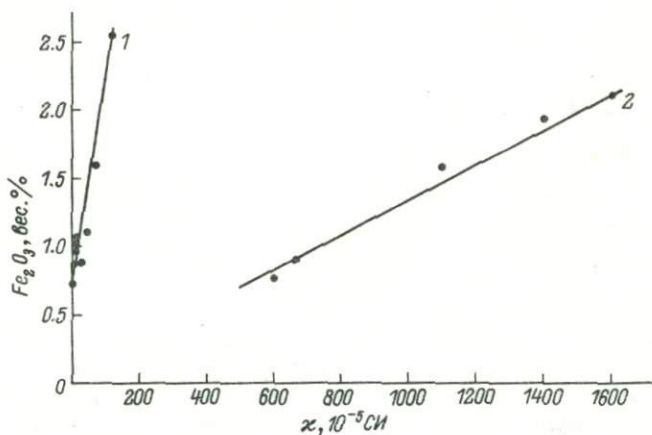


Рис. 17. Зависимость магнитной восприимчивости гранитов от содержания в них Fe_2O_3 .

1 — слабомагнитные граниты; 2 — сильномагнитные граниты.

Породы Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны, примыкающей к Пяозерскому блоку с востока, представлены в основном тикшозерской серией лопия, которая разделяется на две свиты: ириногогорскую глиноземистых и биотитовых гнейсов и хирвина-волокскую амфиболитов и амфиболовых гнейсов.

По магнитным свойствам как плагиомикроклиновые, так и существенно микроклиновые граниты Пяозерского блока делятся на магнитные [со средним значением магнитной восприимчивости $(600-1100) \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$] и слабомагнитные ($\chi < 12 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$) разновидности, средняя плотность микроклиновых гранитов на $0.03-0.04 \text{ г/см}^3$ меньше, чем плагиомикроклиновых (табл. 14). Магнитная восприимчивость обеих разновидностей гранитов хорошо, но различным образом коррелируется с содержанием в них окисла Fe_2O_3 (рис. 17) при примерно одинаковом количестве его в породе (табл. 15). Следовательно, магнитная восприимчивость гранитов двух разновидностей обусловлена различными минералами. Просмотр шлифов показал, что в гранитах с высокой магнитной восприимчивостью присутствуют выделения магнетита значительных размеров (до $0.8 \times 0.8 \text{ мм}$), неправильной формы, приуроченные к скоплениям биотита и эпидота (рис. 18). Часто зерна магнетита удлиненной формы располагаются вдоль плоскостей спайности биотита, образуясь, по-видимому, за его счет. Наблюдаются вторжения одних зерен микроклина в другие, что свидетельствует о возможном существовании двух генераций этого минерала. В гранитах с малой магнитной восприимчивостью обнаруживаются лишь гидроокислы железа. Таким образом, магнитная разновидность гранитов — это, по всей вероятности, метасоматические граниты, в которых магнетит образуется за счет биотита в результате калиевого метасоматоза, который

Т а б л и ц а 14

Плотность и магнитная восприимчивость пород
Пяозерского блока

Порода	Количество образцов	ρ , г/см ³			χ , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Гранит биотитовый плагио-микроклиновый	19	2.60	2.69	2.65	4	25	10
Гранит плагио-микроклиновый метасоматический	28	2.58	2.75	2.66	15	3800	1050
Гранит микроклиновый	7	2.60	2.67	2.62	2	9	5
Гранит микроклиновый метасоматический	7	2.60	2.69	2.62	90	1700	630
Чарнокит	17	2.64	2.72	2.70	400	2500	1500
Гранодиорит	38	2.68	2.79	2.72	6	22	15
Гранодиорит с микроклином	47	2.66	2.76	2.71	110	1600	750
Гранодиорит таваярвинского типа	8	2.69	2.86	2.79	18	45	38
Амфиболит гранатовый	41	2.98	3.13	3.05	50	150	75
Амфиболит полевошпатовый	58	2.85	3.08	2.98	38	75	55
Габбро-норит	44	2.80	3.11	3.00	500	5500	2500
Мелкозернистое габбро	10	2.89	3.07	3.00	48	105	100
Габбро-диабаз	35	2.98	3.22	3.04	60	7000	2800
Пироксенит	18	3.14	3.60	3.35	1000	30000	9800

характерен и для Чупинского блока соседнего Беломорского геоблока в период свекокарельской активизации.

Наличие небольшой выборки гранитов (и гранодиоритов) с промежуточной магнитной восприимчивостью (около $120 \cdot 10^{-5}$ СИ), возможно, указывает на две стадии процесса калиевого метасоматоза (рис. 19).

Измерения магнитных свойств показывают, что метасоматические плагиомикроклиновые граниты несколько магнитнее, чем метасоматические существенно микроклиновые граниты (табл. 14), со-



Рис. 18. Характер выделения магнетита в биотитовом плагиоминоклиновом граните с высокой намагниченностью. Увел. 22.

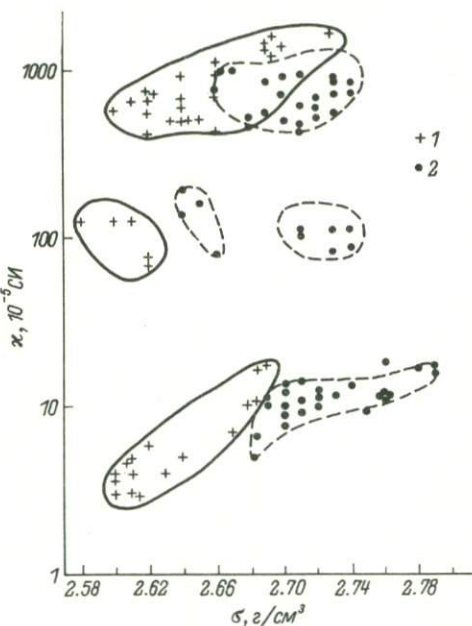
держание окислов железа в которых ниже (табл. 15). Плагиоминоклиновые граниты с высокой магнитной восприимчивостью, как правило, содержат магнетита до 10 кг/т (табл. 16).

Удельное электрическое сопротивление воздушно-сухих образцов горных пород зависит в основном от их минерального состава, в связи с чем наименьшим сопротивлением среди изученных пород блока характеризуются габбро — $\bar{\rho} = 0,83 \cdot 10^7$ Ом·м (на частоте 1000 Гц), наибольшим — эпидот-плагиоклаз-кварцевая порода ($\bar{\rho} = 11,4 \cdot 10^7$ Ом·м). Микроклиновые разности гранита характеризуются более высоким сопротивлением, чем плагиоминоклиновые (табл. 17), так как удельное сопротивление микроклина выше, чем плагиоклаза. Сопротивление слабомагнитных гранитов выше, чем более магнитных, где дополнительная проводимость связывается с присутствием магнетита.

Магнитные разновидности гранитов сосредоточены в основном в южной части блока, в районе Топозера, а также вблизи границы Карельского и Беломорского геоблоков (массивы Керчугский, Вичанский и др.).

Гранодиориты, содержание SiO_2 в которых меньше, а окислов железа и магния больше, чем в гранитах, характеризуются повышенной по отношению к последним плотностью (рис. 19, табл. 14), но аналогичной магнитной восприимчивостью. Как и граниты, гранодиориты делятся на магнитную и слабомагнитную разновидности, первая из которых характерна для пород, измененных в процессе калиевого метасоматоза (микроклинсодержащие гранодиориты). Содержание магнетита в этих породах меньше, чем в плагиоминокли-

Рис. 19. Корреляция плотности и магнитной восприимчивости гранитов (1) и гранодиоритов (2) Пяозерского блока.



клиновых гранитах (табл. 18), но, очевидно, он входит также в виде примеси в другие минералы.

Метасоматические гранодиориты широко распространены в межозерье оз. Топозеро-оз. Кереть, недалеко от зоны контакта Карельского и Беломорского геоблоков.

По средним значениям плотности и магнитной восприимчивости гранатовые и полевошпатовые амфиболиты Пяозерского блока и Беломорского геоблока не различаются между собой (табл. 1 и 14).

Неизмененные габбро, габбро-нориты, габбро-диабазы блока в отличие от комплекса лерцолитов-габбро-норитов Беломорского блока (Петрофизика..., 1980) являются породами сильномагнитными. Лишь небольшая их часть - мелкозернистые габбро краевых зон массивов - характеризуется невысокой средней магнитной восприимчивостью $(75 \div 100) \cdot 10^{-5}$ СИ (табл. 14, рис. 20). Пироксениты Пяозерского блока - породы сильномагнитные благодаря большому содержанию в них титаномагнетита.

В пределах Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны также распространены гранитоиды с высокой магнитной восприимчивостью и породы осадочно-вулканогенных свит с повышенной плотностью. Физические свойства пород зоны приведены в табл. 19.

Физические поля блока

Ограничивающая Пяозерский блок с севера широтная ветвь Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны характеризуется спокойным магнитным полем небольшой интенсивности (100-300 нТл), ориентировка изолиний широтная. Меридиональная ветвь Тикшозерско-Хизоваарской зоны, ограничивающая Пяозерский блок с востока, характеризуется многочисленными, но небольшими по размеру (до 1 км в поперечнике) положительными и отрицательными аномалиями ΔT также небольшой интенсивности.

Т а б л и ц а 15

Средний химический состав пород Пяозерского блока

Порода	Количество анализированных	Содержание		
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃
Биотит-микроклиновыи гранит слабомагнитный	4	75.09	0.11	12.87
Биотит-микроклиновыи гранит магнитный	3	71.85	0.54	13.73
Биотитовый плагиомикроклиновыи гранит слабомагнитный	2	66.71	0.23	17.14
Биотитовый плагиомикроклиновыи гранит магнитный	2	69.12	0.80	14.10
Гранодиорит	2	63.46	0.32	16.80
Чарнокит	1	66.82	1.02	12.92
Амфиболит гранатовый	1	49.78	0.68	14.79

В пределах блока наиболее интенсивные магнитные аномалии наблюдаются в северной и восточной его частях, в непосредственной близости от Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны, пограничной с Беломорским геоблоком. Самая интенсивная магнитная аномалия соответствует Елетьозерскому массиву габброидных пород. Аномалия имеет форму овала с северо-западным, близким к меридиональному направлением большой оси. Размеры аномалии - до 18 км в длину и до 6-8 км по ширине. Внутреннее строение аномалии неоднородно - наряду со значениями ΔT_{α} , превышающими 5000 нТл, наблюдаются участки нормального поля. Неоднородность Елетьозерской аномалии связана с различием магнитных свойств слагающих его пород. Наиболее магнитны серпентиниты, магнитная восприимчивость которых иногда превышает $3 \cdot 10^{-2}$ СИ (табл. 14) при средней остаточной намагниченности, превышающей 1 А/м ($Q=0.3 \div 0.4$). Пироксениты с содержанием титаномагнетита порядка 10% слагают северную часть массива и отмечаются аномалией ΔT , превышающей 5000 нТл (рис. 21). Рудные габбропироксениты, содержащие до 20% магнетита, создают аналогичные по интенсивности магнитные аномалии. Аномалии значительно меньшей интенсивности наблюдаются над крупнозернистыми и особенно мелкозернистыми габбро, габбро-норитами с небольшим содержанием магнетита. На фоне этих аномалий минимумами отмечаются нефелиновые сиениты, слагающие центральную часть массива (рис. 21).

Значительные по интенсивности магнитные аномалии в пределах блока связаны с массивами гипербазитов, содержащих 2-8% магнетита. Наибольшая по площади и интенсивности из этих аномалий - Невгозерская - вытянута в северо-западном, близком к широтному направлению, протяженность ее около 20 км, ширина - около 5 км.

окислов, вес. %						
Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
0.88	0.89	0.02	0.36	0.67	3.18	5.17
1.18	1.69	0.03	0.79	1.37	3.15	5.18
0.90	1.76	0.04	1.22	2.59	4.91	3.70
1.85	2.66	0.06	1.02	2.07	3.38	4.08
2.46	2.19	0.07	2.52	3.98	4.07	2.76
2.56	3.80	0.10	1.13	2.49	3.62	4.97
2.15	9.05	0.28	6.55	13.31	1.47	0.20

В пределах этой аномалии, которая оконтуривается изолиниями $\Delta T_{\alpha}=300 \div 500$ нТл, наблюдаются отдельные изометрические аномалии интенсивностью до 3000-5000 нТл. Массивы гипербазитов небольших размеров характеризуются аномалиями изометрической формы интенсивностью также до 3000 нТл (например, массив Ханкус).

Перидотит-габбро-норитовые массивы Пяозерского блока характеризуются магнитными аномалиями меньшей интенсивности, чем массивы гипербазитов. Так, интенсивность аномалий над массивами Луккулайсвара и Кивакка редко достигает 1000 нТл, а над массивом Ципринга наблюдается знакопеременное магнитное поле с максимальной интенсивностью 500-1000 нТл. Эта величина магнитного поля соответствует магнитным свойствам пород, слагающих массивы: среднеарифметическая магнитная восприимчивость габбро-норитов и их амфиболитизированных и оталькованных разновидностей равна $380 \cdot 10^{-5}$ СИ, а габбро-пироксенитов - $900 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Гранитоиды занимают значительную часть Пяозерского блока. Слабомагнитные разновидности этих пород создают фон, на котором аномалиями до 800-1000 нТл выделяются массивы микроклиновых и микроклин-плагиоклазовых гранитов со средней магнитной восприимчивостью $(600 \div 1200) \cdot 10^{-5}$ СИ (табл. 14). График детальных магниторазведочных работ над одним из массивов гранитов в районе пос. Кестеньга приведен на рис. 22. По графику видно, что массив не является однородным: одни его части более проработаны в процессе калиевого метасоматоза, другие - менее.

Гранитоиды таваярвинского комплекса, распространенные в западной части блока, как правило, слабомагнитны, более магнитны гранитоиды „топозерского“ типа (рис. 22). Наибольшее развитие

Таблица 16

Минералогический анализ тяжелой фракции шлихов плаггиомикроклиновых гранитов

Массив	Содержание минералов, кг/т							
	Циркон	Апатит	Эпидот	Гранат	Биотит	Ильменит	Магнетит	Гематит
Керчугский	0,26	1,82	0,05	6,78	0,62	20,86	9,0	-
Керчугский	0,19	1,5	0,05	11,1	5,3	0,33	10,25	-
Сигозерский	0,11	0,07	0,01	0,22	0,01	0,06	1,0	0,3
Вичанский	0,27	0,27	-	4,23	1,86	-	7,56	-

Таблица 17

Удельное электрическое сопротивление гранитов ρ , 10^7 Ом·м

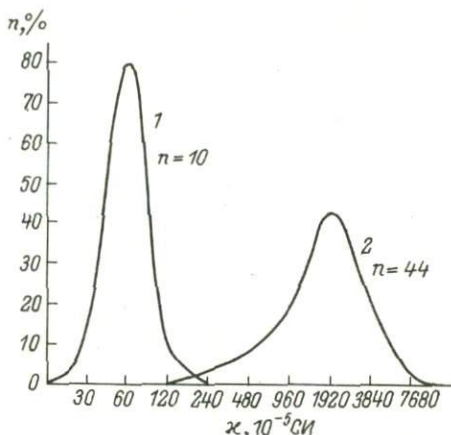
Порода	$\bar{x} = (500 \div 3800) \cdot 10^{-5}$ СИ				$\bar{x} = (12 \div 160) \cdot 10^{-5}$ СИ			
	кол-во изменений	от	до	среднее	кол-во изменений	от	до	среднее
Биотит-микроклиновый гранит	10	1,127	5,373	3,209	11	0,999	12,014	4,608
Биотитовый плаггио-микроклиновый гранит	5	0,663	1,843	1,146	4	0,793	7,561	3,130
Биотит-микроклиновый гнейсо-гранит	9	0,259	2,437	1,117	5	1,373	4,023	2,826

сильномагнитные гранитоиды получили в северо-восточной части блока, которую можно выделить как Пяозерско-Тикшозерскую аномальную зону. Эта зона протянулась в широтном направлении на 50 км от северного берега Пяозера до р. Елеть, ширина аномальной зоны 15-20 км. Зона характеризуется повышенным уровнем магнитного поля (на 200-300 нТл выше, чем вне зоны). В пределах зоны отмечается до десяти аномалий интенсивностью 1000-3000 нТл, часть из которых соответствует известным массивам основных и ультраосновных пород, в частности Тикшозерскому массиву щелочных габброидов. Таким образом, фон аномальной зоны составляют магнитные гранитоиды, аномалии внутри нее связаны с массивами габбро и пироксенитов. Некоторые интенсивные магнитные аномалии, в частности расположенные у западных оконечностей озер Сеннозеро и Тикшозеро, характеризуются плавным изменением кривой ΔT_{α} (рис. 23) в отличие от аномалий над Елетьозерским массивом габброидов, что может свидетельствовать о более глубоком залегании массивов внутри этой зоны. Пяозерско-Тикшозерская аномальная зона должна быть тщательно изучена детальными геологоразведочными работами.

Пяозерско-Тикшозерская аномальная зона, Елетьозерская магнитная аномалия, аномалия над микроклинсодержащими гранодиори-

Рис. 20. Вариационные кривые магнитной восприимчивости габбро Пяозерского блока.

1 - слабомагнитное габбро краевых зон; 2 - сильномагнитное крупнозернистое габбро.



тами горы Пиртима и многие другие расположены вблизи границ Пяозерского блока с Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоной, близ границы Карельского и Беломорского геоблоков. Возможно, процессы калиевого метасоматоза в гранитоидах здесь, как и в Беломорском геоблоке, происходили в позднее раннепротерозойской время, в это же время происходило и становление массивов щелочных габброидов - 1850 млн. лет назад (Кухаренко и др., 1969). Таким образом, магнитное поле Пяозерского блока в большой мере отражает процессы поздней раннепротерозойской активизации.

Поле кажущегося сопротивления блока характеризуется высокими значениями - порядка 10 000 Ом·м (при разносах питающих электродов 500-1000 м), что отражает высокое удельное сопро-

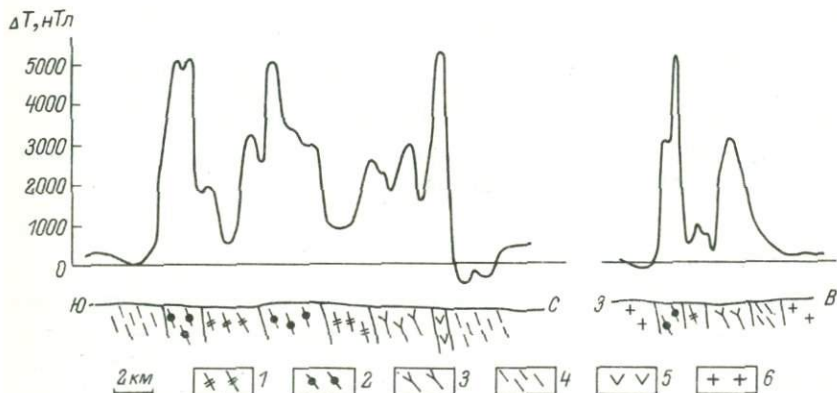


Рис. 21. Характер магнитного поля над массивом щелочных габброидов Елетьезеро.

1 - нефелиновые сиениты; 2 - рудные габбро-перидотиты; 3 - крупнозернистые нефелиновые габбро; 4 - мелкозернистые габбро, габбро-нориты; 5 - пироксениты; 6 - гранитоиды.

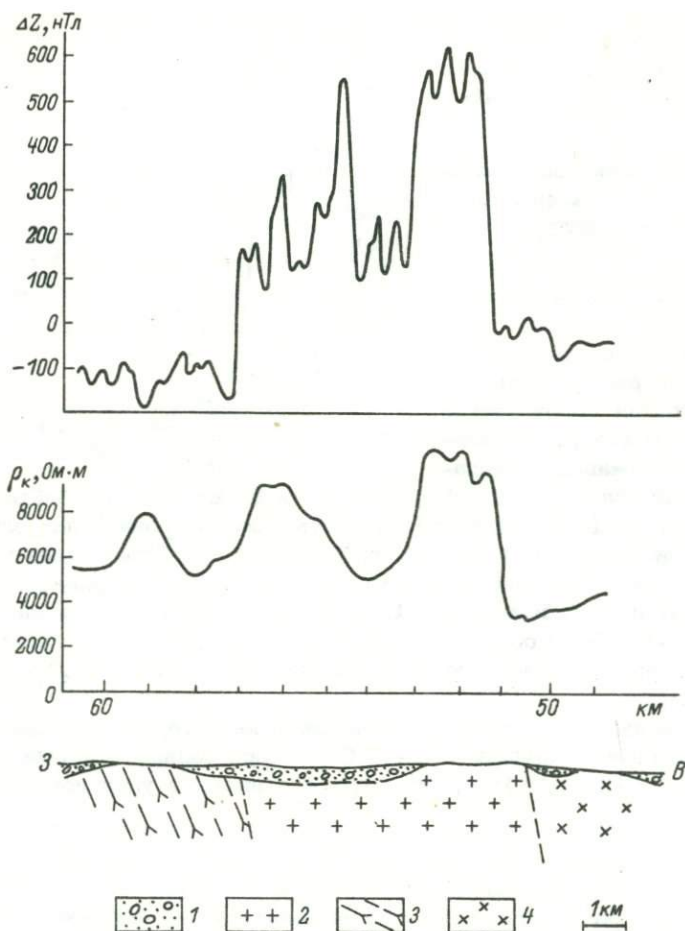


Рис. 22. Графики ΔZ и ρ_k над массивом гранитов.

1 - четвертичные отложения; 2 - метасоматические граниты; 3 - биотитовые гнейсы; 4 - гранодиориты.

Т а б л и ц а 18

Минералогический анализ тяжелой фракции шлихов гранодиоритов

Участок	Содержание				
	Циркон	Апатит	Эпидот	Гранат	Биотит
Пиртима, обр. 82	0.09	0.55	0.10	0.001	2.45
Пиртима, обр. 120	-	1.79	-	-	14.84
Пиртима, обр. 36	0.43	3.12	0.49	5.02	12.6
Вичаны	0.05	0.10	0.001	0.18	0.02

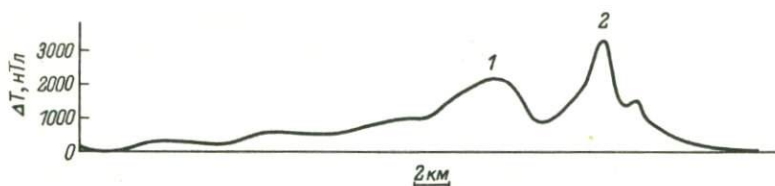


Рис. 23. График ΔT_{α} над Пяозерско-Тикшозерской аномальной зоной.

1 - Сеннозерская аномалия; 2 - Тикшозерская аномалия.

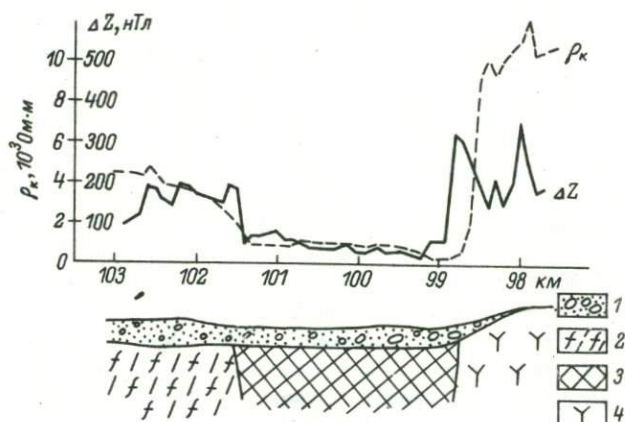


Рис. 24. Графики ρ_k и ΔZ над тектонической зоной.

1 - четвертичные отложения; 2 - гранитизированные биотитовые и амфибол-биотитовые гнейсы; 3 - тектоническая зона (мигматиты плагиомикроклинового состава); 4 - порфиробластические гранодиориты.

минералов, кг/т

	Ильменит	Магнетит	Гематит	Амфибол	Сфен	Пирит	Пирротин
-		0,14	0,001	-	1,83	0,03	0,01
-		8,13	-	44,15	6,78	-	-
-		0,59	-	0,40	4,75	0,05	-
0,55		0,48	-	7,21	0,001	-	-

Т а б л и ц а 19

Физические свойства пород Тикшозерско-Хизоваарской
мобильно-проницаемой зоны

Порода	Количество измерений	\mathcal{E} , 10^{-5} СИ			\mathcal{G} , г/см ³		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Гранит	23	2	30	11	2.60	2.70	2.65
Микроклинизированный гранит	39	75	3300	730	2.59	2.70	2.64
Чарнокит	21	250	5300	1600	2.56	2.76	2.68
Эндербит	19	400	4600	2000	2.64	2.85	2.71
Амфибол-биотитовый гнейс	37	12	60	45	2.69	2.88	2.77
Амфиболит	44	25	250	90	2.84	3.38	3.04

тивление слагающих его пород, 10^3 Ом·м: гранитов - 10-20, гранодиоритов - 6-20, гнейсов - 8-10, габбро - 6-8, пироксенитов - 8-10. По профилю длиной 120 км, пересекающему весь Пяозерский блок в широтном направлении, получена кривая со значениями $\rho_K = 9000 \pm 3000$ Ом·м. И только на трех участках профиля наблюдались минимумы ρ_K шириной до 2-3 км и интенсивностью 1000-2000 Ом·м на фоне значений 6000 Ом·м и более. Эти аномалии соответствуют зонам тектонических нарушений, часто прослеживаемых и другими геофизическими методами. Наиболее интенсивный минимум такого рода выявлен в районе пос. Тунгозеро (рис. 24). Единственная аномалия электропроводности, связанная с электронно-проводящими породами (Кукаозерская), закартирована в пределах Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны к северу от Пяозерского блока. Таким образом, Пяозерский блок представляет собой массив высокого сопротивления, в отдельных местах разбитый тектоническими зонами, в которых сопротивление пород резко снижается, однако электронно-проводящих образований в пределах блока не обнаружено.

Поле силы тяжести Пяозерского блока и Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны характеризуется чрезвычайной сложностью, обусловленной особенностями геологического строения. В региональном гравитационном поле здесь устанавливается относительный максимум, интенсивность которого возрастает с запада на восток. На востоке отчетливо устанавливается гравитационная ступень, фиксирующая границу с Беломорским геоблоком. К северу и югу отмечаются относительные минимумы. Внутреннее строение гравитационного поля отмечается довольно сложной морфологией изоаномал. На трансформантах поля силы тяжести разделяющего характера (рис. 25), отражающих плотностные неоднородности самой верхней части разреза, для этой территории характерно



Рис. 25. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести Пяозерского блока и Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения поля.

наличие знакопеременных аномалий, каждая из которых четко проявлена в наблюдаемом гравитационном поле. Пространственное положение аномалий, их интенсивность, морфология находятся в тесной взаимосвязи с элементами геологического строения. Так, для Пяозерского блока устанавливается целая серия интенсивных положительных аномалий, отвечающих породам основных и ультраосновных комплексов, интрузии которых широко представлены в этом районе. Породы кислого состава (плагномикроклиновые и микрокли-

новые гранитоиды и их мигматиты) фиксируются отрицательными аномалиями разной интенсивности. При этом наиболее интенсивные отрицательные аномалии отвечают существенно микроклиновым интрузивным или метасоматическим гранитам. Для значительной части Пяозерского блока характерно наличие положительных аномалий магнитного поля сложной морфологии и значительных размеров в плане. Как правило, эти аномалии связаны с полями развития диоритов и гранодиоритов таваярвинского комплекса, слагающих основную часть территории блока. Специфические морфологические особенности аномалий, связанных с породами таваярвинского комплекса, позволяют уверенно выделить площадь развития последних.

Тикшозерско-Хизоваарская мобильно-проницаемая зона в гравитационном поле отмечается серией линейных положительных аномалий, которые образуют в плане дугообразную полосу, обращенную выпуклостью к востоку. Аномальная зона прослеживается в субмеридиональном направлении от оз. Кереть через оз. Нотозеро до оз. Ковдозеро. В районе оз. Нотозеро от этой аномальной зоны в субширотном направлении ответвляется аномальная зона, которая прослеживается через оз. Кукас до восточного берега оз. Сокол-озеро. Эти две аномальные зоны отличаются линейным характером и очень сложным внутренним строением.

Совместный анализ геолого-геофизических и петрофизических материалов позволяет сделать вывод о тесной взаимосвязи потенциальных физических полей с геологическими элементами. Петрофизические неоднородности пород, слагающих Пяозерский блок и Тикшозерско-Хизоваарскую мобильно-проницаемую зону, предопределяют и неоднородность физических полей. Комплексное использование геолого-геофизических материалов позволяет в значительной степени по-новому рассмотреть вопросы геологического строения района.

Строение района по геолого-геофизическим данным

Основные черты геологического строения Пяозерского блока и примыкающей к нему с востока Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны сформированы в течение длительного времени, о чем свидетельствует вся совокупность разновозрастных проявлений магматических и осадочно-вулканогенных процессов. Проведенные геолого-геофизические исследования показали, что Пяозерский блок от других блоков юго-восточной части Балтийского щита отличают специфические черты геологического строения, проявляющиеся в весьма широком развитии в его пределах магматических и метасоматических пород разнообразного состава при ограниченном распространении осадочно-вулканогенных образований. Последние более широко представлены в Тикшозерско-Хизоваарской зоне.

Основу геологического строения района (рис. 26) составляют лопийские, сумийско-сариолийские и ятулийские осадочно-вулканогенные образования, а также комплексы гранитоидов таваярвинского типа, плагиомикроклиновых и существенно микроклиновых грани-

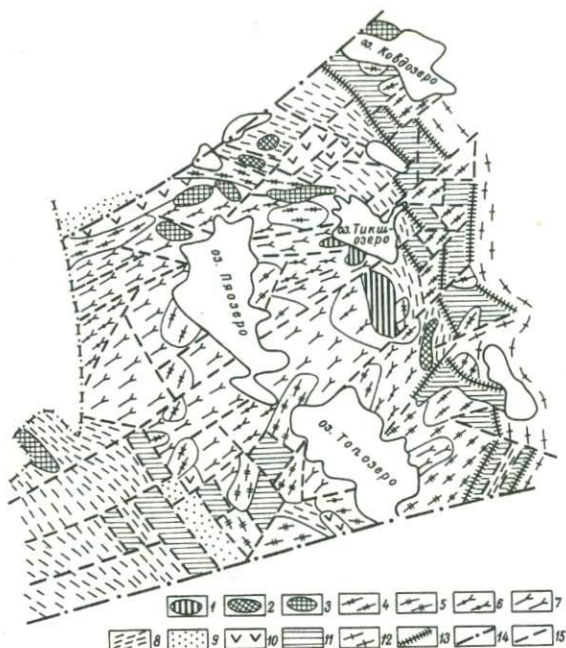


Рис. 26. Схема геологического строения Пяозерского блока и Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны.

1 – массивы основных и ультраосновных щелочных пород; 2 – комплекс перидотит-пироксенит-норитовых интрузий; 3 – гипербазиты; 4 – микроклиновые граниты; 5 – апочарнокитовые гнейсограниты и гнейсо-гранодиориты; 6 – породы таваярвинского комплекса, переработанные микроклиновыми гранитами; 7 – диориты, гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты (таваярвинский комплекс); 8 – огнейсованные плагиограниты, плагиомикроклиновые граниты и мигматиты; 9–12 – осадочно-вулканогенные образования: ятулия (9), сумия-сарюлия (10), люпия (11), беломорской серии (12); 13 – глубинные разломы, ограничивающие Тикшозерско-Хизоваарскую мобильно-проницаемую зону; 14 – глубинные разломы, ограничивающие Пяозерский блок; 15 – внутриблоковые разломы.

тов, метасоматических гранитов и гранодиоритов, перидотит-пироксенит-норитов и щелочных габброидов.

Лолийские образования развиты в основном в пределах Тикшозерско-Хизоваарской мобильно-проницаемой зоны, пространственно приуроченной к стыку с Чулинским блоком Беломорского геоблока. Эта зона прослеживается в виде прерывистой полосы шириной до нескольких километров от южного конца оз. Кереть через Хизоваару, далее восточнее оз. Тикшозеро, через оз. Нотозеро до северо-западного берега оз. Ковдозеро. Лолийские образования представлены

тикшозерской серией, местами они перекрыты более молодыми, по-видимому ятулийскими, осадочно-вулканогенными образованиями. В составе лопийских образований присутствуют гранатовые и гранат-диопсидовые амфиболиты, биотитовые и биотит-амфиболовые сланцы, гранат-биотитовые и кианит-гранат-биотитовые гнейсы и сланцы с прослоями кварцитов (иногда магнетитовых). Нередко устанавливаются зоны проявления метасоматоза, приведшего к образованию кварц-кианитовых пород, участков с порфиробластезом граната, кианита и амфибола (участок Хизоваара).

Границы развития осадочно-вулканогенных образований Тикшозерско-Хизоваарской зоны отчетливо фиксируются на картах разделяющих трансформант поля силы тяжести и аномального магнитного поля. Залегая среди полей гранитоидов, лопийские образования этой зоны при средневзвешенном значении плотности $2.70-2.85 \text{ г/см}^3$ (табл. 19) обладают избыточной плотностью $0.10-0.20 \text{ г/см}^3$ по сравнению с гранитоидами и ярко проявляются в локальном гравитационном поле системой положительных аномалий. Сложная и своеобразная морфология этих аномалий, их ориентировка и пространственное распределение свидетельствуют о складчато-блоковом строении Тикшозерско-Хизоваарской зоны. Эта зона фиксируется и в аномальном магнитном поле системой знакопеременных аномалий небольшой интенсивности.

В целом Тикшозерско-Хизоваарская зона имеет тектонические контакты с вмещающими породами, а ее внутреннее строение представляет собой сложнопостроенную складчато-блоковую систему.

Лопийские образования устанавливаются также к западу от оз. Топозеро. Здесь, по данным В.В. Шипцова (Геологическое строение..., 1980), они представлены биотитовыми, биотит-амфиболовыми сланцами, реже гранат-биотитовыми, ставролит-кианит-гранат-биотитовыми гнейсо-сланцами. Лопийские осадочно-вулканогенные образования в этой части района подверглись интенсивной гранитизации и мигматизации, и геологически фиксируемые реликты лопийских структур уверенно удаётся оконтурить по аномалиям силы тяжести. Проведенный совместный анализ геолого-геофизической информации позволяет выявить блоковое строение территории к западу от оз. Топозеро.

Сумийско-сариолийские и ятулийские осадочно-вулканогенные образования пользуются весьма ограниченным развитием в районе (рис. 26).

Большая часть территории Пяозерского блока сложена кислыми плутоническими породами. Среди них выделяются диориты, кварцевые диориты и плагиограниты, получившие наименование таваярвинского комплекса (Волотовская и др., 1960), плагиомикроклиновые и существенно микроклиновые граниты, среди них граниты типа Нуорунен, а также диориты таваярвинского комплекса, подверженные интенсивной переработке, — метасоматические гранодиориты и граниты.

Породы таваярвинского комплекса занимают все западное побережье Пяозера до государственной границы. К югу от оз. Таваярви

и г. Нуоруунен слабоизмененные диориты и кварцевые диориты прослеживаются до горы Кяткеваара, р. Писта, оз. Тухкальского.

На западном берегу Пяозера в этих диоритах встречаются крупные изолированные тела микроклиновых гранитов (массивы Нуоруунен, Корманка, Карнисъярви и др.), вокруг которых устанавливаются ореолы метасоматических изменений кварцевых диоритов (рис. 26). Кроме того, такие же изменения устанавливаются в виде узких зон вдоль разрывных нарушений. В этих же зонах встречаются отдельные мелкие согласные тела микроклиновых гранитов и многочисленные жилы мощностью обычно до нескольких десятков сантиметров.

На восточном берегу Пяозера диориты таваярвинского типа встречаются в виде небольших участков среди метасоматических гранодиоритов и гранитов. Такие участки выявлены в окрестностях пос. Софпорог, на северном берегу Топозера, между Кундозером и Тикшозером.

Гранитизация диоритов, которая на западном берегу Пяозера проявлена в отдельных зонах, в междуозерье Пяозеро-Тикшозеро-Елетьозеро приобретает региональный характер. Здесь преимущественно распространены гибридные породы, по составу соответствующие гранодиоритам. Сохраняются небольшие участки относительно слабо измененных диоритов. Кроме того, среди всех этих пород нередки останцы и ксенолиты биотитовых, биотит-амфиболовых и других сланцев, иногда с некоторыми признаками миндалекаменной текстуры, которые, вероятно всего, могут быть отнесены к лопийским образованиям.

Диориты, гранодиориты и плагиограниты таваярвинского комплекса характеризуются повышенными значениями плотности (табл. 14). Для их гранитизированных разностей в зависимости от степени гранитизации заметно некоторое разуплотнение — до 2,68–2,70 г/см³. В связи с этим породы таваярвинского комплекса, пользующиеся значительным площадным распространением в районе, достаточно отчетливо выделяются в гравитационном поле. Так, на карте второй вертикальной производной (g_{ZZ}) площадям развития пород комплекса отвечают относительные положительные аномалии со своеобразной морфологией. Границы развития пород таваярвинского комплекса уверенно выделяются по градиентным зонам аномалий g_{ZZ} . При этом отчетливо устанавливаются и площади развития гранитизированных пород этого комплекса. Часто гранитизация диоритов таваярвинского комплекса происходит вдоль систем разрывных нарушений.

Комплекс гранитов типа Нуоруунен особенно распространен в северной части района. Здесь находятся интрузии Нуоруунен, Корманка, Койгеры, Соколозеро и др. Граниты активно взаимодействуют с вмещающими породами, образуя различные приконтактовые разновидности пород. Жильная серия представлена мелкопорфировыми гранитами, пегматоидными разновидностями, кварцевыми порфирами, мелко- и среднезернистыми гранит-аплитами и пегматитами. Жильный комплекс, развитый в районе оз. Тироярви, описан В.В. Щипцовым (1978). По времени образования в исследуемом районе, по-видимому, это наиболее молодые граниты.

Петрофизическое изучение гранитов этого комплекса показывает, что они характеризуются постоянством значений средней плотности в пределах 2,65–2,66 г/см³ (табл. 14). Залегая среди более плотных пород, граниты описываемого комплекса очень четко устанавливаются по отрицательным аномалиям силы тяжести.

Все возрастные комплексы кислых пород подверглись интенсивному катаклазу, милонитизации. Эти процессы проявлены по узким зонам меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений.

Комплекс перидотит–пироксенит–норитовых интрузий представлен Олангской группой расслоенных интрузий и малыми телами и дайками габбро–норитов, развитых в междуозерье Пяозера и Тикшозера и в районе Топозера. Мощности габбро–норитовых даек обычно исчисляются первым десятком метров, а длина по простиранию – сотнями метров. Они имеют простое внутреннее строение, иногда слабо дифференцированы, слагающие их породы варьируют по составу от габбро–норитов до оливиновых габбро–норитов. По морфологии, строению тел и вещественному составу они являются аналогами комплекса перцолитов–габбро–норитов.

Олангская группа расслоенных перидотит–габбро–норитовых интрузий объединяет массивы Кивакка, Ципринга и Луккулайсвара. Представляется правомочным отнести к ней и Кундозерского массива (Лавров, 1971). Массивы локализованы вдоль дугообразной линии, прослеживающейся от устья р. Оланги через оз. Ципринга к южному берегу оз. Кундозеро, общей протяженностью около 40 км. Подробная характеристика интрузивов приведена в ряде работ (Бурцева, 1955; Шмыгалева, 1971; Геология и магматизм..., 1974; Лавров, 1979, и др.). Размеры массивов, имеющих в плане эрозионного среза форму коротких неправильных линз, достигают 15–35 км². В их строении выделяются зоны эндоконтактных габбро–норитов и породы расслоенной серии. Последние составляют дифференцированный ряд от оливинитов и перидотитов в нижней части разреза до габбро–норитов и лейкогаббро–норитов. Специфическими петрографическими компонентами интрузивов Ципринга и Луккулайсвара являются габбро–пегматиты и гранофиновые габбро–нориты. Наименее изучен Кундозерский массив. В обнаженной части его преобладают мезократовые габбро–нориты с подчиненными участками пегматоидных габброидов.

Общими чертами массивов группы являются петрографическое сходство слагающих их пород, магматическая расслоенность и локализация в одной субширотной зоне. Все они, так же как и габбро–норитовые дайки, сформировались в результате камерной кристаллизации базальтоидной магмы оливин–толеитового состава. Рассматриваемые массивы обнаруживают черты воздействия интенсивных тектонических процессов: тела их рассечены тектоническими нарушениями, а крутые элементы первичной расслоенности свидетельствуют о значительном отличии современного положения интрузивов от первоначального. Расслоенные интрузии испытывают ак-

тивное воздействие существенно калиевых гранитоидов, идентичных по составу гранитам Койгерского массива.

Возрастные границы Олангских интрузий определяются, с одной стороны, пересечением их гранитами типа Нуорунен, а с другой — залеганием на эродированной поверхности массива Луккулайсвара полимиктовых конгломератов (предположительно сумийско-сариолийского возраста), содержащих гальку пород массива. Таким образом, возраст интрузивов не должен быть моложе сариолийского. Нижняя возрастная граница габбро-норитовых даек определяется на основании пересечения ими чарнокитовых гранитов районов озер Кереть, Топозеро и Пяозеро.

Широко развиты в районе образования, представленные комплексом гипербазитовых интрузий, а также массивами щелочных габброидов. Комплекс гипербазитов представлен массивами Степановой губы Тикшозера, оз. Невгозера, оз. Логиярви (Лавров, 1968) в виде небольших пластовых и линзовидных тел, мощность которых первые десятки и реже сотни метров, а длина — сотни метров, реже первые километры. Все массивы отличаются довольно однородным внутренним строением и сложены апоперидотитовыми серпентинитами, иногда с реликтами первичных минералов. Наложенные процессы обычно сопровождаются амфиболизацией, оталькованием и карбонатизацией. Химизм пород позволяет уверенно отнести их к гипербазитовой формации. Тесная пространственная локализация массивов гипербазитов с люпийскими осадочно-вулканогенными образованиями позволяет сделать предположение о люпийском их возрасте.

В полях магнитном и силы тяжести массивы гипербазитов фиксируются четкими максимумами.

Кроме описанных комплексов пород в северо-восточной части района расположен крупный, достаточно полно изученный Елетьозерский массив основных и щелочных пород (Богачев и др., 1963; Кухаренко и др., 1969), вытянутый в субмеридиональном направлении. К северу от него находится Тикшозерский массив щелочных габброидов и ультрабазитов (Богачев и др., 1976).

По результатам совместного анализа геолого-геофизических материалов сделан вывод о сложном блоковом строении района (рис. 26). В региональном плане Пяозерский блок ограничен зонами глубинных разломов. Его южная граница устанавливается по субширотному разлому, который прослеживается от района дер. Войница через оз. Топозеро и Энгозеро до побережья Белого моря. На севере этот блок ограничен глубинным разломом северо-восточного направления от оз. Панаярви через озера Соколозеро и Рувозеро в район г. Кандалакси. Сочленение Пяозерского блока с Беломорским геоблоком также носит тектонический характер. Здесь на стыке Карельского и Беломорского геоблоков развита Тикшозерско-Хизоваарская мобильно-проницаемая зона.

Таким образом, основные черты геологического строения блока сводятся к следующему.

1. Характерной чертой района является широкое развитие магматических и метасоматических образований, среди которых особо

выделяются гранитоиды таваярвинского типа, подверженные интенсивной переработке микроклиновыми метасоматическими гранитами.

2. Лопийские супракрустальные образования в западной части района сохранились в виде реликтов в полях развития мигматитов и метасоматитов.

3. Интрузии основных и ультраосновных пород пространственно тяготеют к периферии гранитоидов таваярвинского типа.

4. В структурном отношении ведущая роль принадлежит элементам разрывной тектоники, предопределяющим сложное блоковое внутреннее строение района.

В о к н а в о л о к с к и й б л о к

Физические свойства пород

Блок сложен в основном породами фундамента лопийских образований (Свириденко, 1968, 1974), представленных преимущественно плагиогнейсами и плагиогранито-гнейсами. Среди них наблюдаются прослойки пироксеновых амфиболитов, содержащих местами ассоциации двупироксеновых гнейсов и изредка прослойки глиноземистых пород. Породы испытали несколько периодов деформации, сопровождавшихся минеральным преобразованием и изменением структур.

Для измерения физических свойств отобраны образцы пород из северо-восточной части блока (район дер. Войница). Результаты измерений представлены в табл. 20.

Плагиограниты характеризуются обычными для этих пород значениями плотности и магнитной восприимчивости ($\sigma = 2,65 \text{ г/см}^3$, $\bar{\chi} = 10 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$). При изменении (особенно микроклинизации) существенно увеличивается намагниченность пород. Так, обр. 38 — плагиогранито-гнейс с плагиоклазом, замещенным мелкозернистым агрегатом мусковита, эпидота, биотита, с новообразованным кварцем и альбитом, интенсивно мусковитизированный, заметна начальная стадия микроклинизации — характеризуется магнитной восприимчивостью $480 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$. Обр. 5 гранита плагиомикроклинового состава с плагиоклазом, замещенным почти нацело серицитом и мусковитом, кварцем (частично новообразованным), биотитом характеризуется магнитной восприимчивостью $650 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$. В обоих образцах присутствует магнетит. Наложенный характер микроклина этих пород и ассоциации микроклин-магнетит отмечался в работе Л.П. Свириденко (1974). Следовательно, и в породах Вокнаволоцкого блока, как и в породах ранее описанных блоков, наблюдается процесс калиевого метасоматоза.

Гранодиориты состоят из плагиоклаза (андезин), кварца, биотита, амфибола (сине-зеленая роговая обманка). По амфиболу развивается биотит, хлорит, эпидот, по плагиоклазу — серицит. Плотность пород выше, чем у плагиогранитов, магнитная восприимчивость обычно невысокая. Гранодиориты такого же состава, но с мик-

Т а б л и ц а 20

физические свойства пород Вокнаволоцкого блока

Породы	Количество образцов	ρ , г/см ³			α , 10 ⁻⁵ СИ		
		от	до	среднее	от	до	среднее
Плагиограниты	27	2,57	2,70	2,65	4	27	10
Плагиограниты с микроклином	7	2,63	2,69	2,65	80	1100	570
Гранодиориты	12	2,69	2,94	2,74	15	30	20
	2	2,77	2,80	2,78	2000	3000	2500
Амфиболиты	13	2,85	3,07	2,99	28	430	95

роклином и большим количеством магнетита, характеризуются высокой намагничённостью.

В состав амфиболитов входят бурая роговая обманка, плагиоклаз (андезин), кварц, эпидот, сфен. Петрографические наблюдения позволяют сделать вывод о плагиомигматизации пород. В зависимости от степени мигматизации амфиболитов снижается их плотность — от 3,07 до 2,85 г/см³. Магнитная восприимчивость амфиболитов такая же, как у пород аналогичного состава в других блоках, — в среднем 60·10⁻⁵ СИ, однако для амфиболитов по габбро — она несколько выше — до 430·10⁻⁵ СИ.

Для других пород Вокнаволоцкого комплекса Л.П. Свириденко (Свириденко, 1974; Свириденко, Хейсканен, 1976) приводит следующие среднеарифметические значения плотности и магнитной восприимчивости: двупироксеновые кристаллические сланцы — 2,85 г/см³ и 4300·10⁻⁵ СИ, пироксеновые амфиболиты и амфиболовые гнейсы — 2,78 г/см³ и 600·10⁻⁵ СИ.

Не считая роговообманковых амфиболитов, максимальные значения плотности характерны для пироксеновых амфиболитов и двупироксеновых кристаллических сланцев, являющихся продуктами прогрессивного регионального метаморфизма гранулитовой фации (Свириденко, Романов, 1974). Средневзвешенная плотность пород всего Вокнаволоцкого блока равна 2,73 г/см³.

Физические поля блока

В магнитном поле Вокнаволоцкий блок выделяется повышенными значениями ΔT_{α} — средняя величина поля выше, чем над соседними блоками, на 200–300 нТл. В пределах рассматриваемого блока участки с высокой интенсивностью поля (500–1000 нТл) перемежаются с участками нормального для блока поля (100–300 нТл), лишь в тектонических зонах ΔT_{α} снижается до 50–100 нТл (рис. 27).

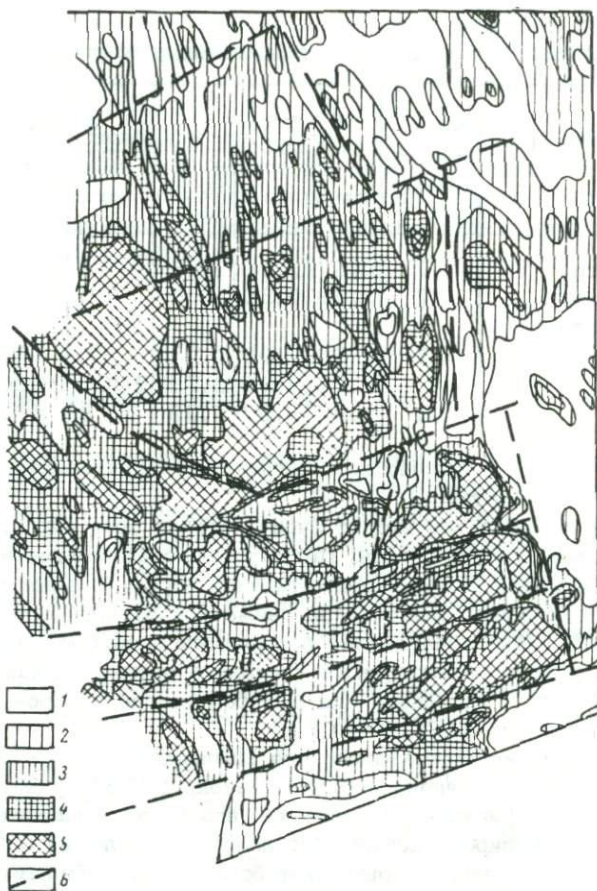


Рис. 27. Схема магнитного поля Вокनावолокского блока (по Свириденко и др., 1979).

1-5 - интенсивность магнитного поля, нТл: < 0 (1), 0-100 (2), 100-300 (3), 300-500 (4), > 500 (5); 6 - разломы.

Блок четко ограничивается тектоническими зонами субмеридионального и субширотного направления. Внутриблоковые тектонические зоны в большинстве случаев параллельны зонам, ограничивающим блок. Интенсивность магнитного поля в Вокनावолокском блоке снижается с востока на запад и с юга на север, что соответствует распространённости пород с различной намагниченностью - в юго-восточной части блока (дер. Вокनावолок), где наибольшая интенсивность магнитного поля, распространены пироксеновые амфиболиты с реликтами двупироксен-амфиболовых кристаллических гнейсов (Свириденко и др., 1979). В северной и северо-восточной частях блока больше развиты плагиогранитоиды и гранодиори-



Рис. 28. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести Вокнаволоцкого блока.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения поля.

ты, часть из которых микроклинизирована. Мозаичность магнитного поля блока связана с локальным распространением сильномагнитных пород и различием в степени процесса калиевого метасоматоза гранитов и гранодиоритов в разных участках блока.

В поле силы тяжести Вокнаволоцкий блок отмечается положительной аномалией силы тяжести третьего порядка средней интенсивности. Форма аномалии близка к изометрической. В поле второй вертикальной производной силы тяжести (рис. 28) отчетливо устанавливается дифференциация гравитационного поля, отражающая особенности внутреннего строения блока. В пределах положительной аномалии третьего порядка выделяется серия положительных ано-

малый более высоких порядков, разделенных отрицательными аномалиями.

Сопоставление гравитационного и магнитного полей блока показывает полное их соответствие, что свидетельствует об общности геологической природы.

Следует отметить некоторые особенности строения потенциальных геофизических полей Вокнаволоцкого блока. По интенсивности и морфологическим особенностям аномалий устанавливается много общего с полями развития гранодиоритов таваарвинского комплекса в пределах Пяозерского блока, а также с комплексами пород Тулосского блока (тоналиты, эндербиты). Аналогичное строение гравитационного поля имеет Водлозерский блок и ряд других районов Карелии. В то же время гравитационное поле Вокнаволоцкого блока резко отличается от линейных аномалий значительной интенсивности над осадочно-вулканогенными образованиями лопия смежных районов (в частности, Костомукшского месторождения).

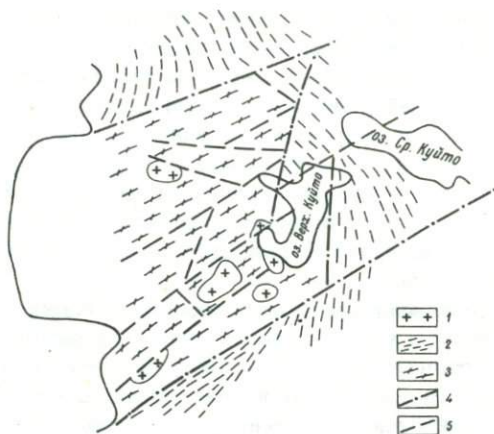
По имеющимся геолого-геофизическим материалам геологические образования Вокнаволоцкого блока могут быть отождествлены с породами „диоритового“ слоя земной коры, которые представляют собой наиболее древние комплексы, выведенные на уровень современного эрозионного среза.

Строение блока по геолого-геофизическим данным

Примечательной чертой Вокнаволоцкого блока, как и Тулосского, является приуроченность к центральной части Западно-Карельского блок-антиклинория второго порядка, что предопределяет наиболее глубокий уровень его эрозионного среза. На основании анализа потенциальных геофизических полей отчетливо устанавливается тектонический характер границ блока. На востоке Вокнаволоцкий блок ограничен субмеридиональной зоной разлома, прослеживающейся от района Костомукшского железорудного месторождения через оз. Верх. Куйто, а на юге и севере границами блока являются зоны разломов северо-восточного направления. На западе Вокнаволоцкий блок уходит на территорию Финляндии (рис. 29). Как показали геолого-петрологические исследования Л.П. Свириденко (1974, 1980), развитые здесь породы представляют собой преимущественно диафториты по гранулитам основного и среднего состава. Среди пород основного состава преобладают амфиболсодержащие плагиогнейсы и амфиболиты, исходными для которых явились двупироксен-амфиболовые кристаллические гнейсы и сланцы. По гипертен-биотитовым плагиогнейсам (эндербитам) при их диафторезе развиваются биотитовые плагиогнейсы, диорито-гнейсы и плагиогранито-гнейсы. Как правило, исходные породы в пределах Вокнаволоцкого блока распространены в виде реликтовых ассоциаций, которые по целому ряду геолого-геофизических признаков могут быть сопоставлены с образованиями „диоритового“ слоя земной коры.

Рис. 29. Схема геологического строения Вокнаволоцкого блока.

1 - интрузивные и метасоматические микроклиновые граниты; 2 - гранито-гнейсы и мигматиты; 3 - диафортиты по гранулитам основного и среднего состава (амфиболсодержащие плагиогнейсы и амфиболиты, биотитовые плагиогнейсы, диорито-гнейсы); 4 - межблоковые зоны глубинных разломов; 5 - внутриблоковые разломы.



Структурные исследования Ю.И. Лазарева (Этапы..., 1973) показали, что тектонические структуры Вокнаволоцкого блока были сформированы в два этапа ребольского периода деформаций. В первый этап общее северо-западное простирание пород с моноклиальным падением на северо-восток осложнено складчатыми структурами северо-восточной ориентировки. Наиболее крупными из этих складок являются: Вокнаволоцкая и Сундозерская синформы и разделяющая их Поньгогубская антиформа с направлением осевых плоскостей СВ $50-70^\circ$ и падением на СЗ под углами $70-80^\circ$. Со вторым этапом деформаций связано формирование складок зон бластомилонитов север-северо-западного простирания. Каждый этап деформаций сопровождался разрывными нарушениями, внедрением гранитоидов и метасоматическими преобразованиями пород. В результате тектоно-магматических и метаморфо-метасоматических процессов породы «диоритового» слоя Вокнаволоцкого блока испытали структурно-вещественную перестройку, что привело к формированию сложнопостроенной складчато-блоковой внутренней структуры. Структурно-вещественная анизотропия образований блока находит отражение в характере локальных потенциальных геофизических полей. Анализ этих полей совместно с геологическими и петрофизическими данными позволяет более полно раскрыть внутреннее строение Вокнаволоцкого блока, на значительной части перекрытого плащом четвертичных отложений. Системами разрывных нарушений северо-восточного и субмеридионального направлений Вокнаволоцкий блок расчленен на блоковые элементы высоких порядков, каждый из которых осложнен проявлением складчатых деформаций. Разрывные нарушения контролируют размещение интрузивных пород кислого состава, а также являются зонами максимального проявления калиевого метасоматоза с появлением ассоциации микроклин-магнетит.

Характер региональных составляющих гравитационного и магнитного полей позволяет сделать предположение о том, что интенсивность метаморфо-метасоматического преобразования пород с глубиной ослабевает, а интенсивность геофизических аномалий свидетельствует о подъеме глубинных границ раздела земной коры, т.е. Вокнаволоцкий блок длительное время в истории геологического развития испытывал значительное воздымание. В связи с этим на уровне современного эрозионного среза в пределах блока геологически картируются реликтовые ассоциации пород „диоритового“ слоя земной коры.

В обрамлении Вокнаволоцкого блока развиты поля гранито-гнейсов и мигматитов, а также разнообразных плагиомиоклиновых гранитов, отличающихся по плотности и магнитным свойствам от пород блока, что и дает возможность четко выделить Вокнаволоцкий блок по изменению потенциальных полей.

Шуезерский блок

Шуезерский блок, представленный на современном эрозионном срезе Лехтинской синклинойной структурой, сложен осадочно-вулканогенными образованиями позднего архея (лопий) и нижнего протерозоя (сумий-сариолий, ятулий) и является одним из элементов Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны, фиксирующей сочленение крупнейших тектонических блоков земной коры — Карельского и Беломорского геоблоков, характеризующихся различным внутренним строением и разной историей геологического развития.

Характер соотношения осадочно-вулканогенных образований позднего архея-раннего протерозоя с областью развития супракрастального глубокометаморфизованного беломорского комплекса и геологическая история их сочленения до сих пор остаются одной из дискуссионных проблем геологии Балтийского щита. Несмотря на то, что в пределах Шуезерского блока как наиболее интересного объекта изучения Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны за последние десятилетия проведен значительный объем исследований, по многим основным вопросам его геологического строения нет единого мнения. Продолжается дискуссия по вопросам стратиграфического расчленения и тектонической структуры района (Харитонов, 1966; Робонен, 1963; Кратц, 1963; Проблемы..., 1972; Светов и др., 1977; Негруца, 1979; Соколов, Стенарь, 1980; Бондарь, Хейсканен, 1981, и др.).

Эти разногласия в основном сводятся к следующим моментам: 1) время заложения Лехтинской структуры, т.е. входят или не входят лопийские образования в ее состав; 2) стратиграфия сумий-сариолий; 3) стратиграфия ятулия (рис. 30, 31). Забегая вперед, отметим, что на основе имеющихся геолого-геофизических данных мы не можем отдать предпочтение какой-либо одной из предложенных стратиграфических схем. При описании физических свойств по-

род блока за основу принята стратиграфическая схема ятулия по А.П. Светову и Л.П. Галдобинной, сумия — по В.И. Робонену и лопия — по Т.Ф. Негруца.

Т.Ф. Негруца (1979) при проведении исследований палеогеографии и литогенеза в пределах Шуэзерского блока с широким использованием имеющихся материалов пришла к выводу, что в строении района принимают участие образования трех структурных этажей: беломорского, лопийского и карельского (рис. 30). Беломорский структурный этаж, который сложен разнообразными гнейсами, амфиболитами, подверженными интенсивной гранитизации, развит в пределах Беломорского геоблока. В выступах фундамента внутри Восточно-Карельской зоны (Панозерский блок), а также в юго-западном обрамлении блока из-за интенсивного проявления процессов гранитизации первичный гнейсово-амфиболитовый субстрат распознается на отдельных участках. Лопийский структурный этаж в пределах блока развит в его восточном и северо-восточном обрамлении и представлен тикшозерской и пезозерской сериями. Тикшозерская серия сложена гранат-биотитовыми и двуслюдяными гнейсами в основании, высокоглиноземистыми гнейсами в средней части, которые постепенно переходят к амфиболитам. Разрез пезозерской серии начинается горизонтом гнейсов с линзами полимиктовых конгломератов, а завершается мощной толщей порфиروبластических амфиболитов.

В составе карельского структурного этажа Т.Ф. Негруца выделяет два подкомплекса: предьятулийский и ятулийский. Предьятулийский подкомплекс представлен двумя осадочно-вулканогенными сериями: сумийской и сариолийской.

Сумийская серия состоит из нижней осадочной (кварцито-конгломератовой) и верхней вулканогенной подсерий. Сариолийская серия в пределах Лехтинской структуры представлена осадочно-эффузивными образованиями, среди которых широко развиты грубо-ритмичные вулканокластические и вулканогенно-осадочные породы. Ятулийский подкомплекс, по мнению Т.Ф. Негруца, характеризуется преимущественным развитием терригенных конгломерато-кварцито-сланцевых образований и состоит из двух серий: сегозерской (нижней) и онежской (верхней).

Приведенная выше стратификация осадочно-вулканогенных образований не находит всеобщего признания. Это относится прежде всего к сумийско-сариолийскому и ятулийскому подкомплексам. По мнению К.И. Хейсканена (Бондарь, Хейсканен, 1981), в пределах восточного крыла Лехтинской структуры к сумийским образованиям следует относить лишь толщу кислых вулканитов (кварцевые порфиры), слагающих в общем синклиналиную структуру, а вмещающие их основные породы являются „зеленокаменными“ породами лопия. Другая группа исследователей (Робонен и др., 1979) в разрезе сумийских образований выделяет (снизу вверх): основные вулканиты (мощность 800–900 м), кислые вулканиты (мощность 400–500 м), полимиктовые туфопесчаники и туфоконгломераты (мощ-

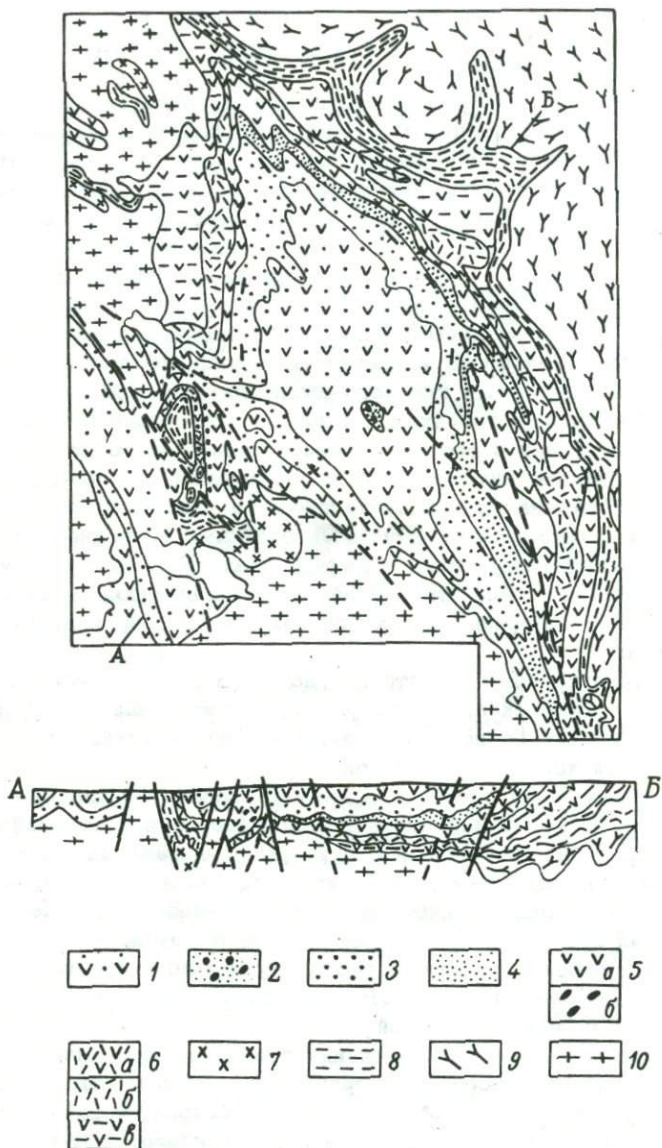


Рис. 30. Схема геологического строения Лектинского синклиория (по Негруца, 1979).

1–4 – ятулий [1 – осадочно-вулканогенная толща, 2 – пестроцветные алевролиты, аргиллиты, туффиты, развитые внутри вулканитов, 3 – конгломерат-кварцит-сланцевая толща верхнеятулийской (онежской) серии, 4 – сланцево-конгломерат-кварцитовая толща нижнеятулийской (сегозерской) серии]; 5 – сариолийская серия (а – осадочно-вулканогенные образования, б – кварцит-конгломератовая

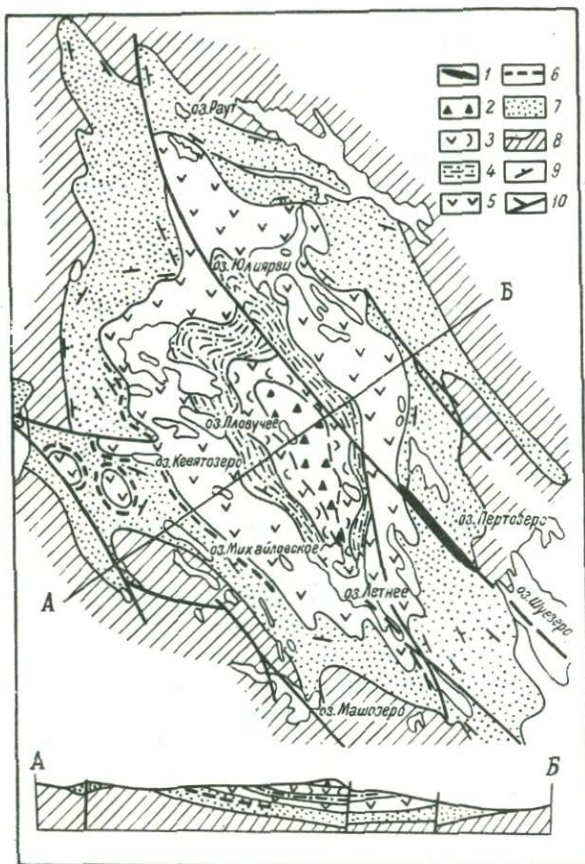


Рис. 31. Схема геологического строения Лехтинской структуры (по Светову и др., 1977).

1 - дайка габбро-диабазов; 2 - агломератовые, агглютинативные туфы, лавы верхнего ятулия; 3 - массивные, шарово-подушечные лавы верхнего ятулия; 4 - алевролиты и кварцито-песчаники верхнего ятулия; 5 - массивные, миндалекаменные лавы среднего ятулия; 6 - массивные лавы нижнего ятулия; 7 - песчаники, кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты нижнего и среднего ятулия; 8 - породы доятулийского основания; 9 - слоистость; 10 - разломы.

толща); 6 - тунгудско-надвоицкая (сумийская) серия (а - зеленые сланцы с прослоями альбитофиоров, б - кварцевые порфиры и кератофиры, в - основные вулканогенные породы); 7 - граниты, прорывающие лопий; 8 - амфиболит-сланцевые толщи лопийского комплекса; 9 - супракрупальные толщи беломорского комплекса; 10 - нерасчлененные архейские и нижнепротерозойские граниты.

ность до 120 м) и основные вулканиты (мощность 300–400 м). Еще более существенны различия в стратиграфическом расчленении ятулийского подкомплекса. Группа исследователей (Галдобина и др., 1972, 1978; Светов и др., 1977; Светов, 1979) в разрезе ятулия Лехтинской структуры выделила три стратиграфических уровня: нижний, средний и верхний ятулий (рис. 31), – каждый из которых представлен как осадочными (преимущественно терригенными), так и вулканогенными породами. При этом ятулийские образования слагают общую синклинальную структуру, в центральной части которой залегают туфы и лавы верхнего ятулия.

В структурном отношении Лехтинская структура, по мнению большинства исследователей, приурочена к зоне глубинных разломов вдоль границы Карельского и Беломорского геоблоков и ее внутреннее строение определяется структурой пород фундамента. В целом эта структура представляет собой сложнопостроенное складчато-блоковое сооружение (рис. 38).

Плотность и магнитная восприимчивость пород

В разрезе лопя принимают участие различные по составу горные породы, физические свойства которых приведены в табл. 21.

Большая часть сумийского разреза сложена вулканитами андезит-базальтового и кислого состава, подчиненное развитие имеют туфогенно-осадочные образования. Вулканиты основного состава представлены метадиабазами и метамандельштейнами, реже шаровыми лавами. Плотность метадиабазов довольно выдержана, изменяется в интервале от 2,79 до 2,99 г/см³, $\bar{\rho} = 2,87$ г/см³, $\rho_{M_0} = 2,86$ г/см³ (табл. 21, рис. 32).

Низкая плотность сумийских лав обусловлена широким проявлением в породах процессов хлоритизации и биотитизации, реже карбонатизации. Местами в породе присутствует эпидот, что увеличивает ее плотность до 3,04 г/см³. Вулканиты слабомагнитны (табл. 21, рис. 32).

Вулканиты среднего состава пользуются подчиненным развитием. Андезиты характеризуются более низкими значениями плотности ($\bar{\rho} = 2,79$ г/см³) и магнитной восприимчивости ($\bar{\chi} = 24 \cdot 10^{-5}$ СИ).

Породы кислого состава – кварцевые порфиры и плагиопорфиры – состоят из порфировых вкрапленников голубого кварца, плагиоклаза, реже микроклинна в мелкозернистой массе слюдисто-кварцево-полевошпатового состава. Особенности химизма этих пород заключаются в высоком содержании щелочей, нередко с существенным преобладанием калия над натрием.

По магнитным свойствам породы неоднородны. Подавляющая масса измеренных образцов слабомагнитна – $\bar{\chi} = (0,38) \cdot 10^{-5}$ СИ. Сравнение вариационных кривых ρ и χ слабомагнитных пород кислого состава, развитых на крыльях структуры, выявляет их сходство в распределении ρ и более высокие значения χ пород на западном

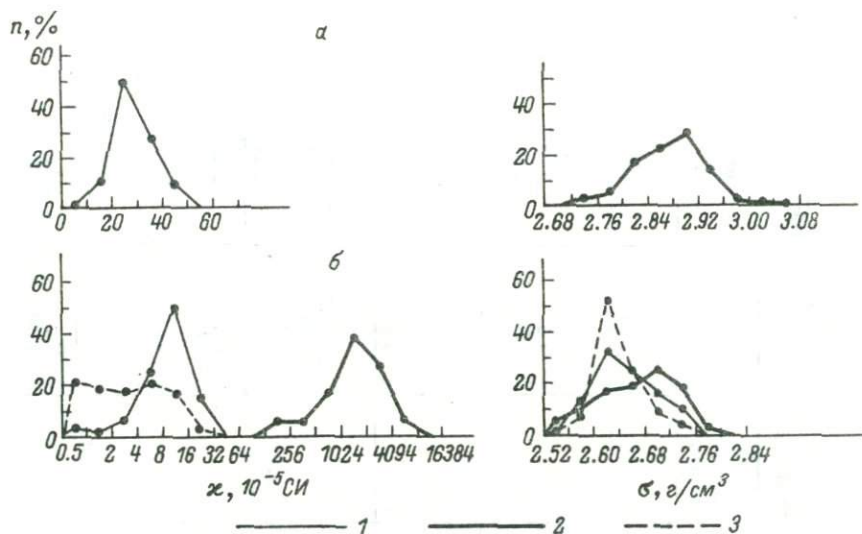


Рис. 32. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности суматранских вулканитов Лехтинской структуры основного (а) и кислого (б) состава.

Западное крыло структуры: 1 – слабомагнитные разновидности, 2 – магнитные разновидности; восточное крыло структуры: 3 – слабомагнитные разновидности.

крыле структуры (рис. 32). Кроме того, среди них установлены магнитные [$\bar{\chi} = (380 \div 8700) \cdot 10^{-5}$ СИ] разновидности, плотность которых в среднем на $0,02-0,03$ г/см³ выше, чем у слабомагнитных аналогов. Высокие значения $\bar{\chi}$ обусловлены присутствием магнетита, образующего неправильной формы скопления и обособления размером $0,1-0,2$ до $0,7-0,8$ мм, развивающиеся совместно с хлоритом, кальцитом по порфиробластам плагиоклаза.

Туфогенно-осадочные образования сумия прослеживаются почти повсеместно, где развиты кварцевые порфиры. Разнообразие минералогического состава пород обуславливает широкий диапазон изменения физических свойств (табл. 21). Наименее плотными и слабомагнитными являются песчаники, кварцито-песчаники и кварцевые конгломераты, средние значения $\bar{\sigma}$ и $\bar{\chi}$ соответственно составляют $2,60-2,64$ г/см³ и $11 \cdot 10^{-5}$ СИ. Присутствие туфогенного материала в составе пород вызывает повышение значений $\bar{\sigma}$ и $\bar{\chi}$: туфопесчаники – до $2,74$ г/см³, до $19 \cdot 10^{-5}$ СИ; туфоконгломераты – до $2,79-2,82$ г/см³, до 50×10^{-5} СИ; туфы кислого состава – $\bar{\sigma} = 2,73$ г/см³, $\bar{\chi} = 18 \times 10^{-5}$ СИ; туфы основного состава – $\bar{\sigma} = 2,90$ г/см³, $\bar{\chi} = 41 \times 10^{-5}$ СИ.

Таблица 21

Плотность и магнитные свойства пород Шуэзерского блока

Группа	Подгруппа	Отдел	Подотдел	Породы	Мощность м	Плотность, г/см ³			Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ СИ		
						средняя N	от до	средне- взвешенная по свите	средняя N	от до	
Протерозой	Нижний		Верхний	Пирокластические породы	110	$\frac{2.89}{121}$	$\frac{2.74}{3.04}$		$\frac{39}{121}$	$\frac{19}{66}$	
				Эффузивы основного состава:	магнитные	215-220	$\frac{2.86}{18}$	$\frac{2.75}{2.91}$	2.84	$\frac{60}{18}$	$\frac{230}{5700}$
					слабомагнитные		$\frac{2.89}{100}$	$\frac{2.75}{3.05}$		$\frac{48}{100}$	$\frac{26}{80}$
					Песчаники		$\frac{2.65}{51}$	$\frac{2.58}{2.79}$		$\frac{9}{51}$	$\frac{0}{16}$
				Сланцы	67	$\frac{-}{14}$	$\frac{2.68}{2.87}$		$\frac{-}{14}$	$\frac{5}{70}$	
				Средний	Эффузивы основного состава:	магнитные	150-210	$\frac{2.90}{141}$	$\frac{2.76}{3.05}$	2.84	$\frac{5130}{141}$
			слабомагнитные			$\frac{2.93}{287}$		$\frac{2.73}{3.09}$	$\frac{60}{287}$		$\frac{8}{120}$
			Песчаники, кварцито-песчаники Алевролиты, сланцы		75	$\frac{2.64}{11}$	$\frac{2.58}{2.75}$	$\frac{5}{11}$	$\frac{1}{17}$		
			Нижний	Эффузивы основного состава	до 26	$\frac{2.85}{52}$	$\frac{2.80}{2.91}$	2.64	$\frac{9300}{52}$	$\frac{570}{17000}$	
				Песчаники, кварциты, кварцито-песчаники	565-730	$\frac{2.64}{180}$	$\frac{2.57}{2.72}$		$\frac{5}{180}$	$\frac{0}{12}$	
										Ед. з. до 80	

Архей	Сумий	Сари-олия	Базальные полимиктовые конгломераты	50-100	$\frac{2.75}{15}$	$\frac{2.70}{2.85}$	2.75	-	$\frac{25}{40}$		
			Вулканыты андезит-базальтового состава	1100-1300	$\frac{2.87}{180}$	$\frac{2.79}{2.99}$	2.80	$\frac{39}{180}$	$\frac{22}{53}$		
			Эффузивы кислого состава:	магнитные	400-500	$\frac{2.67}{18}$		$\frac{2.58}{2.76}$	$\frac{-}{18}$	380-870	
				слабомагнитные		$\frac{2.64}{160}$	$\frac{2.56}{2.74}$	$\frac{-}{160}$	0-38		
	Лопий			Туфогенно-осадочные породы	до 120	$\frac{-}{94}$	$\frac{2.60}{2.97}$		$\frac{-}{94}$	$\frac{0}{55}$	
				Амфиболиты (неясная первичная природа)		$\frac{3.02}{86}$	$\frac{2.82}{3.20}$	2.86	$\frac{48}{86}$	$\frac{15}{99}$	
					Порфиробластические амфиболиты:	по основным породам	$\frac{3.00}{71}$		$\frac{2.80}{3.16}$	$\frac{47}{71}$	$\frac{21}{88}$
						по лейкократовым породам	$\frac{2.81}{22}$		$\frac{2.70}{2.87}$	$\frac{29}{22}$	$\frac{11}{52}$
				Гнейсы различного состава:	амфиболовые	$\frac{2.80}{18}$	$\frac{2.68}{2.94}$	$\frac{20}{18}$	$\frac{3}{36}$		
					биотитовые	$\frac{2.70}{33}$	$\frac{2.64}{2.79}$	$\frac{10}{33}$	$\frac{3}{23}$		
					гранат-биотитовые	$\frac{2.78}{9}$	$\frac{2.67}{2.93}$	$\frac{17}{9}$	$\frac{4}{30}$		
				Сланцы различного состава:	амфиболовые	$\frac{2.95}{40}$	$\frac{2.73}{3.14}$	$\frac{46}{40}$	$\frac{7}{86}$		
биотитовые	$\frac{2.71}{31}$	$\frac{2.58}{2.79}$	$\frac{15}{31}$		$\frac{3}{34}$						
хлоритовые	$\frac{2.75}{29}$	$\frac{2.63}{2.83}$	$\frac{22}{29}$		$\frac{5}{47}$						
лейкократовые	$\frac{2.65}{16}$	$\frac{2.60}{2.72}$	$\frac{6}{16}$		$\frac{0}{21}$						
Гранитоиды		$\frac{2.65}{59}$	$\frac{2.55}{2.72}$		$\frac{7}{59}$	$\frac{1}{42}$					

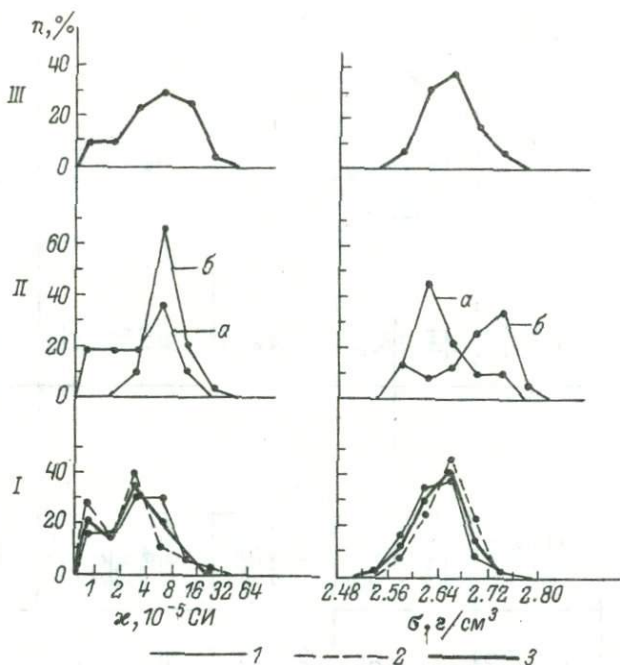


Рис. 33. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности ятулийских осадочных пород Лехтинской структуры.

I – песчаники нижнего ятулия; II – песчаники (а) и сланцы (б) среднего ятулия; III – песчаники верхнего ятулия; 1 – западное крыло, 2 – восточное крыло, 3 – в целом по структуре.

Сариолийские полимиктовые конгломераты, залегающие в основании ятулия, содержат в основном гальку зеленокаменных пород, реже гранитов, кварцевых диоритов и кварцитов. Цемент состоит из мелкообломочного материала тех же пород, что и цементируемые обломки. Плотность конгломератов составляет $2.70-2.85 \text{ г/см}^3$ магнитная восприимчивость $(25 \div 40) \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$.

Большая часть разреза нижнего ятулия слагается осадочными породами, которые перекрываются 1-2 потоками нижнеятулийских лав основного состава.

Плотность осадочных пород (песчаники, кварциты) изменяется в широких пределах ($2.57-2.72 \text{ г/см}^3$), составляя в среднем 2.64 г/см^3 . Распределение σ по интервалам величин (рис. 33) свидетельствует о том, что для 80% измеренных образцов σ составляет $2.60-2.68 \text{ г/см}^3$. Форма вариационной кривой свидетельствует о широко проявленных в породах процессах разуплотнения ($A=-0.250$), связанных с увеличением пористости пород от 2.17% ($\sigma=2.62 \text{ г/см}^3$) до 14.81% ($\sigma=2.37 \text{ г/см}^3$) за счет их вывет-

ривания и выщелачивания в песчаниках с карбонатным цементом. Наблюдаемая плотностная дифференциация обусловлена следующими факторами:

1) гранулометрический состав пород. Плотность тонко- и мелкозернистых однородных по своему строению песчаников выше плотности слабосортированных грубозернистых разностей и гравелитов в среднем на $0,02-0,03 \text{ г/см}^3$. В свою очередь сланцы и алевролиты более плотные ($\bar{\rho} = 2,74 \text{ г/см}^3$), чем песчаники ($\bar{\rho} = 2,63-2,65 \text{ г/см}^3$);

2) минералогический состав обломочного материала. Песчаники существенно кварцевого состава имеют выдержанную плотность ($2,63-2,65 \text{ г/см}^3$). Появление в составе пород полевого шпата и увеличение его содержания понижает $\bar{\rho}$ до $2,55-2,61 \text{ г/см}^3$. Увеличение содержания рудных и акцессорных минералов вызывает повышение $\bar{\rho}$ до $2,68-2,70 \text{ г/см}^3$;

3) минералогический состав цемента. Плотность песчаников со сплюснутым и особенно с карбонатным цементом более высокая ($2,64-2,72 \text{ г/см}^3$), чем у пород с кварцевым цементом ($2,63-2,65 \text{ г/см}^3$);

4) степень выветрелости пород. Процессы выветривания и выщелачивания приводят к увеличению пористости пород и соответственно к понижению их плотности.

Сопоставление плотностных характеристик осадочных пород в разрезах нижнего ятулия на западном и восточном крыльях структуры выявляет их некоторые различия. В целом $\bar{\rho}$ пород западного крыла, характеризующихся более широким развитием разновидностей с полевым шпатом и значительной выветрелостью, несколько ниже плотности пород восточного крыла, отличающихся меньшей долей участия в разрезе аркозовых песчаников, преобладанием существенно серицитовых разновидностей и меньшей степенью выветрелости.

Осадочные породы слабомагнитны (рис. 33). Значения $\bar{\rho}$ песчаников составляют $(0-12) \cdot 10^{-5}$ СИ, сланцев - несколько выше - $(12-65) \cdot 10^{-5}$ СИ. Обогащение песчаников рудным (магнетит, гематит) шликсом в виде тонких прослоев приводит к увеличению $\bar{\rho}$ до $(40-60) \cdot 10^{-5}$ СИ, а одиночные замеры достигают 10^{-2} СИ.

Вулканогенная подтолща представлена одним-двумя маломощными (20-25 м) потоками плагиоклазовых порфировых диабазов, достоверно установленными только на западном крыле структуры.

Лавовые потоки имеют дифференцированное строение. Основание их сложно мелкозернистыми плагиоклазовыми порфировыми диабазами, переходящими к средней части в среднезернистые, в свою очередь сменяющимися в кровле миндалекаменными диабазами.

К особенностям минералогического состава нижнеятулийских вулканитов относятся: интенсивная хлоритизация, присутствие кальцита (до 10%), слабая и неравномерная эпидотизация (0-5 до 10%). Местами отмечается гематитизация, придающая породе красноватый оттенок. Рудный минерал присутствует в значительных количествах

(до 10–15%) в виде неправильной формы зерен либо скоплений их, распределенных в основном довольно равномерно по всей массе породы; отмечается также некоторое перераспределение рудного по сланцеватости.

Нижнеятулийские лавы характеризуются пониженной плотностью и слабым разбросом ее значений (табл. 21). При колебании в пределах 2.80–2.91 г/см³ $\bar{\rho}$ равна 2.85 г/см³, причем половина измерений дает 2.86 г/см³. Пониженная плотность пород обусловлена интенсивной хлоритизацией и рассланцеванием пород. Нижнеятулийские лавы сильномагнитны ($\bar{\sigma}=9300 \cdot 10^{-5}$ СИ), что обусловлено высоким (1–3%) содержанием магнетита и титаномагнетита хорошей сохранности. Формы вариационных кривых $\bar{\sigma}$ и $\bar{\sigma}$ свидетельствуют об однородности внутреннего строения нижнеятулийских вулканитов.

Осадочная подтолща среднего ятулия сложена мелко- и среднезернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами с прослоями песчано-слюдистых вишневых сланцев и гравелитами в кровле.

Плотность песчаников (табл. 21) изменяется от 2.58 (выветрелые разности) до 2.75 г/см³ (с прослойками алевролитов). Песчаники слабомагнитны. Сланцы и алевролиты – породы более плотные и несколько более магнитные, чем песчаники (табл. 21, рис. 33). Для среднеятулийских осадков западного крыла структуры, так же как для нижнеятулийских осадков этого крыла, характерны значительная местами выветрелость пород и очень однородная намагниченность.

Вулканогенная подтолща, венчающая разрез среднего ятулия, составляет большую часть его объема (300–500 м) и имеет широкое площадное распространение на крыльях структуры. В строении подтолщи принимают участие многочисленные (до 15) потоки и покровы, сложенные массивными, брекчированными, миндалекаменными и реже шаровыми диабазами и разделенные местами мало-мощными прослоями туффилов, туфопесчаников и кремнисто-карбонатных пород (Светов, 1979).

В строении разреза среднеятулийских вулканитов отмечаются некоторые характерные особенности: в основании разреза распространены в основном мало-мощные потоки хлоритизированных, вспененных роговообманковых порфировых диабазов, которые вверх по разрезу сменяются более мощными потоками и покровами эпидотизированных в той или иной степени диабазов. В верхах разреза часто отмечается гематитизация пород.

В отдельных лавовых покровах (либо частях их) восточного и юго-восточного крыльев структуры отмечается вкрапленность кристаллического магнетита с равномерным либо широким распределением. Лавовая подтолща имеет сложноскладчатое строение, усложненное зонами разломов, вдоль которых устанавливаются зоны дробления и рассланцевания. Особенности минералогического состава среднеятулийских лав являются интенсивная их эпидотизация, в меньшей степени биотитизация и хлоритизация. Амфибол (актинолитовая

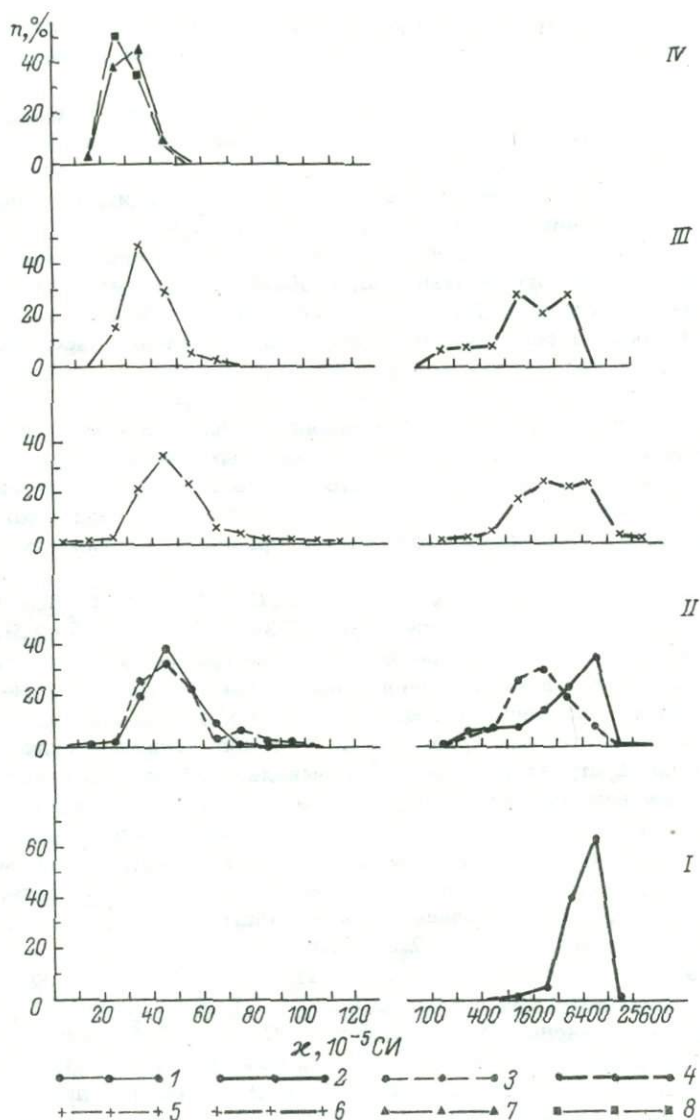
роговая обманка) хорошей сохранности. Присутствует много сфена. Содержание и степень сохранности рудных минералов широко варьируют.

Плотность среднеятулийских вулканитов изменяется в очень широких пределах – от 2.73 до 3.09 г/см³. Значительный разброс значений σ обусловлен проявлением в породах разнообразных вторичных процессов изменения, из которых хлоритизация, карбонатизация, окварцевание и другие ведут к понижению плотности (до 2.80–2.83 г/см³), тогда как эпидотизация, столь характерная для стадии среднеятулийского вулканизма, наоборот, повышает плотность до 3.00–3.09 г/см³. Текстурные особенности пород также значительно влияют на величину σ – однороднозернистые массивные разновидности более плотные, чем миндалекаменные и особенно рассланцованные и вспененные ($\sigma < 2.80$ г/см³).

Однако подавляющая масса измеренных образцов – массивные, относительно „свежие“ диабазы, без заметных следов вторичных изменений – породы плотные ($\sigma = 2.92 \div 2.96$ г/см³). По магнитной восприимчивости среднеятулийские вулканиты разделяются на два класса различающихся также средними плотностями (табл. 21).

В классе слабомагнитных пород $\bar{x} < 120 \cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{x} = 60 \cdot 10^{-5}$ СИ. При колебании плотности в пределах 2.73–3.09 г/см³ $\bar{\sigma} = 2.93$ г/см³, $\sigma_{M0} = 2.95$ г/см³. Четко выраженная отрицательная асимметрия кривой σ свидетельствует об интенсивности процессов разуплотнения, обусловленных проявлением зеленосланцевого метаморфизма. Сопоставление вариационных кривых x и σ слабомагнитных вулканитов обоих крыльев структуры (рис. 34) выявляет их полную идентичность по магнитным свойствам и некоторые различия в плотностной характеристике. Так, в целом породы западного крыла в основной своей массе более однородны по плотности, а значит, по своему строению. Кроме того, средняя плотность их (2.92 г/см³) несколько более низкая, чем в вулканитах восточного крыла ($\bar{\sigma} = 2.94$ г/см³), при равных значениях моды (2.95 г/см³).

В классе магнитных пород магнитная восприимчивость колеблется от $280 \cdot 10^{-5}$ СИ до $17000 \cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{x} = 5130 \cdot 10^{-5}$ СИ. При вариации значений σ от 2.76 до 3.05 г/см³ $\bar{\sigma}$ равна 2.90 г/см³, т.е. ниже на 0.03 г/см³, чем средняя плотность слабомагнитных пород. Сопоставлением σ и x магнитных диабазов, развитых на крыльях структуры, установлено, что, во-первых, диабазы западного крыла более плотные ($\bar{\sigma} = 2.92$ г/см³, $\sigma_{M0} = 2.93$ г/см³) и магнитные ($\bar{x} = 7100 \cdot 10^{-5}$ СИ, $x_{M0} = 9000 \cdot 10^{-5}$ СИ), чем диабазы восточного крыла ($\bar{\sigma} = 2.88$ г/см³, $\sigma_{M0} = 2.91$ г/см³, $\bar{x} = 3300 \cdot 10^{-5}$ СИ, $x_{M0} = 1800 \cdot 10^{-5}$ СИ), во-вторых, по плотности они более однородны ($S_{\sigma} = 0.044$), а по магнитной восприимчивости более разнородны ($S_x = 3053$), чем диабазы восточного крыла (соответственно $S_{\sigma} = 0.0662$, $S_x = 1983$). Эти данные свидетельствуют об определенной специфике формирования и последующего развития вулканитов среднего ятулия на крыльях Лехтинской структуры.

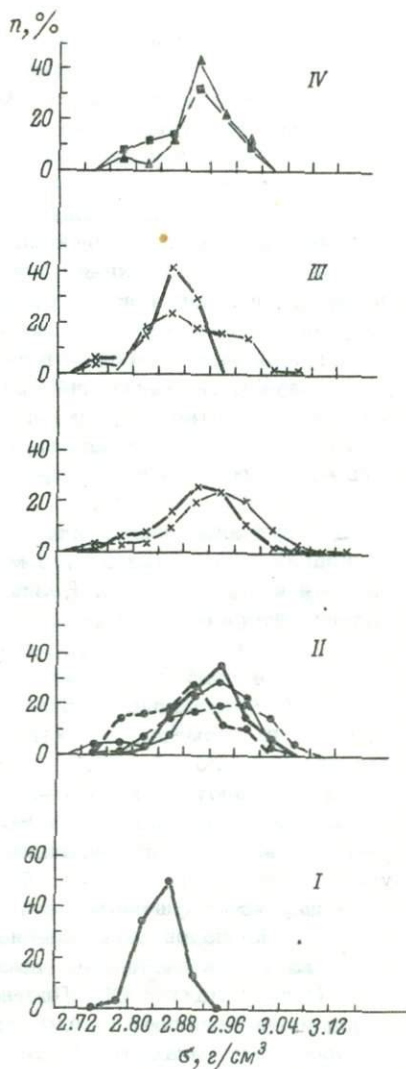


Двухвершинная кривая χ магнитных пород западного крыла свидетельствует о разделении их на два подкласса: средне- и сильномагнитных пород, для которых мода составляет соответственно $540 \cdot 10^{-5}$ и $7200 \cdot 10^{-5}$ СИ. Среднемагнитные ($120 \cdot 10^5 < \chi < 1250 \cdot 10^{-5}$ СИ) породы менее плотные ($\bar{\sigma} = 2.81 \text{ г/см}^3$), чем сильномагнитные ($\bar{\sigma} = 2.92 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma}_{M0} = 2.93 \text{ г/см}^3$).

К среднему ятулию относятся и дайки габбро-диабазов. Габбро-диабазы интенсивно изменены: хлоритизированы, карбонатизированы. Местами отмечается интенсивное рассланцевание и милонити-

Рис. 34. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности ятулийских вулканитов Лехтинской структуры.

I - нижний ятулий; II - средний ятулий; III - вулканогенные породы верхнего ятулия; IV - пирокластические породы верхнего ятулия. Западное крыло: слабомагнитные (1) и магнитные (2) вулканиты. Восточное крыло: слабомагнитные (3) и магнитные (4) вулканиты; по структуре в целом: слабомагнитные (5) и магнитные (6) вулканиты; пирокластические породы: агглютинативные (7) и агломератовые (8) туфы.



зация. Физические свойства габбро-диабазов варьируют в широких пределах: плотность - от 2.71 (кварц-карбонат-хлоритовая порода) до 2.89 г/см³ (хлоритизированный габбро-диабаз), большая часть измерений σ дает $(1200 \pm 6000) \cdot 10^{-5}$ СИ, что связано с высоким содержанием магнетита.

На лавовых образованиях среднего ятулия залегают пестроцветные песчано-алевролитовые породы, относимые к верхнеятулийским образованиям. Значительный объем этих пород занимают туфопесчаники и туфогенные песчаники с карбонатным цементом, содержащие различной мощности прослой песчаников и алевролитов. Вверх по разрезу они сменяются переслаивающимися между собой песчаниками с карбонатным цементом и алевролитами. В кровле подтолщи развиты доломиты. Пестрый состав верхнеятулийских осадков обуславливает вариации σ и χ в очень широких пределах [$\sigma = 2.58-2.87$ г/см³; $\chi = (0 \div 70) \cdot 10^{-5}$ СИ], а также более высокие средние значения σ и χ (табл. 21), что резко отличается их от осадков нижнего и среднего ятулия.

Среди изученных разновидностей пород наиболее плотными и магнитными являются вишневого цвета гематитсодержащие сланцы и алевролиты ($\sigma = 2.80$ г/см³, $\chi = 38 \cdot 10^{-5}$ СИ), наименее плотными - кварциты и кварцито-песчаники с кварцевым и кварцево-слюдястым

цементом ($\bar{\sigma}=2.64 \text{ г/см}^3$, $\bar{\alpha}=4 \cdot 10^{-5}$ СИ). Туфопесчаники и туфогенные песчаники с карбонатным цементом по значениям $\bar{\sigma}$ и $\bar{\alpha}$ занимают промежуточное положение. Причем, если темно-серые туфопесчаники характеризуются $\bar{\sigma}=2.70 \text{ г/см}^3$ и $\bar{\alpha}=10 \cdot 10^{-5}$ СИ, то появление в составе цемента гематита приводит к дальнейшему увеличению значений плотности ($\bar{\sigma}=2.73 \text{ г/см}^3$) и $\bar{\alpha}$ (до $36 \cdot 10^{-5}$ СИ).

В центральной части Лехтинской структуры залегают вулканогенно-пирокластические породы, перекрывающие пестроцветные осадки верхнего ятулия и завершающие его разрез (Светов, 1979).

Низы разреза верхнеятулийских вулканитов представлены чередованием потоков и покровов массивных, брекчированных, шарово-подушечных и вспененных миндалекаменных диабазов. В верхах разреза преобладают пирокластические отложения - агломератовые и другие туфы. Верхнеятулийские вулканиты дифференцированы по химическому составу. Среди них выделяются пикрито-базальты, базальты и андезито-базальты. Наиболее плотными ($\sigma=2.93 \div 3.00 \text{ г/см}^3$) являются пикрито-базальты, менее плотными - андезито-базальты ($\sigma=2.88-2.91 \text{ г/см}^3$).

Для вулканогенных пород в целом характерна повсеместная хлоритизация и биотитизация, в меньшей степени проявлены карбонизация и эпидотизация. Различный характер и интенсивность проявления вторичных процессов обуславливают большой разброс значений $\bar{\sigma}$ (от 2.75 до 3.05 г/см³) и $\bar{\alpha}$ ($26 \div 5700$) $\cdot 10^{-5}$ СИ. Тектурные особенности пород в значительной мере влияют на величину $\bar{\sigma}$. Массивные диабазы характеризуются высокой плотностью 2.90-3.00 г/см³, тогда как $\bar{\sigma}$ рассланцованных разновидностей достигает всего лишь 2.75-2.80 г/см³. Миндалекаменные диабазы имеют плотность 2.88-2.91 г/см³, $\bar{\sigma}$ вспененных их разновидностей очень низкая - 2.80-2.81 г/см³. Появление в миндалекаменных диабазах миндалин и прожилков эпидотового состава увеличивает $\bar{\sigma}$ до 2.93-2.98 г/см³.

В шарово-подушечных лавах измерялись физические свойства диабазов из шаров и породы из межшаровой зоны. Плотность диабазов из шаров достаточно высокая (2.91-3.04 г/см³), $\bar{\alpha}$ составляет ($28 \div 60$) $\cdot 10^{-5}$ СИ. Плотность и магнитная восприимчивость пород из межшаровой зоны в зависимости от ее состава варьируют в широких пределах: $\bar{\sigma}=2.59 \div 2.85 \div 2.97 \text{ г/см}^3$, $\bar{\alpha}=(5 \div 55) \cdot 10^{-5}$ СИ. Брежированные разности диабазов менее плотные (2.79-2.93 г/см³), чем их массивные аналоги.

По магнитным свойствам диабазы разделяются на два класса, каждый из которых характеризуется своими плотностными свойствами (рис. 34). Магнитная восприимчивость слабомагнитных пород колеблется в пределах ($26 \div 80$) $\cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{\alpha}=48 \cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{\alpha}_{Mo} = 45 \cdot 10^{-5}$ СИ. Диапазон изменения плотности более широк: 2.75-3.05 г/см³, $\bar{\sigma}=2.89 \text{ г/см}^3$, $\bar{\sigma}_{Mo}=2.91 \text{ г/см}^3$. Характер вариационной кривой $\bar{\alpha}$ диабазов и низкий стандарт ($S=11.1$) свидетельствуют об их внутренней однородности по магнитным свойствам. Наоборот, вариационная кривая $\bar{\sigma}$ - сильно растянутая, с отрицательным эксцессом ($E=-0.633$) и слабо выраженным максимумом -

выявляет всю сложность и неоднородность их строения и состава, обусловленные особенностями химического состава и проявлением разнообразных вторичных процессов. Следует отметить, что значения плотности и магнитной восприимчивости диабазов, развитых в северо-западной части структуры, более низкие, чем в юго-восточной ее части, что обусловлено более интенсивным проявлением процессов разуплотнения — хлоритизации, карбонатизации.

Магнитные породы имеют весьма ограниченное распространение. Они слагают либо одиночные потоки, либо отдельные части их. Магнитная восприимчивость колеблется от $230 \cdot 10^{-5}$ до $5700 \cdot 10^{-5}$ СИ, составляя в среднем $2640 \cdot 10^{-5}$ СИ. Многовершинный характер кривой \mathfrak{K} и высокий стандарт ($S=1770$) свидетельствуют о значительной магнитной неоднородности пород. Магнитные диабазы более однородны, но менее плотны, чем слабомагнитные. Плотность варьирует от 2,75 до 2,91 г/см³, составляя в среднем 2,86 г/см³ ($\bar{\sigma}_{Mo} = 2,86$ г/см³). Наблюдаемая отрицательная асимметрия ($A=-1,145$) вариационной кривой \mathfrak{B} обусловлена развитием процессов разуплотнения — расщепления и хлоритизации.

Пирокластические породы представлены агломератовыми, агглютинатовыми и другими туфами. Для пирокластических пород установлена близость физических свойств (рис. 34). Форма вариационных кривых \mathfrak{B} весьма схожа. Отрицательная асимметрия кривых \mathfrak{B} свидетельствует о проявлении в породах процессов разуплотнения. Плотность пород колеблется от 2,74 до 3,04 г/см³. Основная масса замеров \mathfrak{B} составляет 2,90 г/см³. Магнитные свойства пирокластических пород также близки. Все они слабомагнитны: $\mathfrak{K} = (19 \pm 66) \cdot 10^{-5}$ СИ, $\mathfrak{K} = (38 \pm 40) \cdot 10^{-5}$ СИ.

Таким образом, для пород Шуезерского блока характерна существенная дифференциация по плотности и магнитным параметрам, что предопределяет возможность их использования при интерпретации потенциальных геофизических полей.

Плотностная дифференциация пород по разрезу прежде всего зависит от литолого-петрографического состава разновидностей пород и определяется долей их участия в изученном разрезе блока. Анализ петроплотностных данных и посчитанных на их основе средневзвешенных значений плотности для каждого из стратиграфических подразделений позволил выделить в разрезе пород Шуезерского блока следующие гравиактивные границы раздела, приуроченные к подошвам образований: лопия ($\bar{\sigma}_{изб} = +0,15$ г/см³), нижнего ятулия ($\bar{\sigma}_{изб} = -0,15$ г/см³) и диабазов среднего ятулия ($\bar{\sigma}_{изб} = +0,20$ г/см³).

В пределах блока развиты породы с различной намагниченностью. Гранитоиды архея, различные по составу породы лопия и сумия и осадочные образования ятулия слабомагнитны. Среди эффузивных пород ятулия устанавливаются как магнитные, так и слабомагнитные разновидности, слагающие примерно равные объемы в общем разрезе вулканогенной толщи. Наиболее магнитны дайковые тела ятулийских габбро-диабазов.

Магнитное поле Шуезерского блока достаточно контрастно. На фоне слабоотрицательного поля $\Delta T_{\alpha} = -50 \div 100$ нТл, обусловленного широким развитием осадочных пород ятулия, средняя магнитная восприимчивость которых не превышает $10 \cdot 10^{-5}$ СИ (табл. 21), положительными аномалиями величиной порядка 1000 нТл отмечаются ятулийские магнитные вулканисты.

Границы блока в магнитном поле выделяются по аномалиям субмеридионального и северо-западного простирания интенсивностью до 200 нТл, которые связываются с амфиболит-сланцевыми толщами, лопия и основными вулканистами сумия ($\bar{\chi} = 39 \cdot 10^{-5}$ СИ), залегающими в основании Лехтинской структуры (рис. 35). За ее пределами на северо-востоке и востоке пониженным магнитным полем отмечаются куполовидные структуры гнейсов Беломорского геоблока, а на западе и юго-западе – архейские и нижнепротерозойские граниты. По характеру магнитного поля можно предполагать, что контакты Лехтинской структуры с подстилающими породами тектонические.

Во внутренней части структуры также разломами меридионального и северо-западного направления выделяется ромбовидный участок магнитного поля с резкими перепадами значений ΔT_{α} – от 1000–1500 до –300–500 нТл – область распространения осадочно-вулканогенной толщи ятулия.

В этой части блока наблюдаются участки с высоким магнитным полем как формы, близкой к изометрической (до 6х4 км), так и линейно-вытянутые (длиной до 25 км). Чередование участков, характеризующихся различным уровнем магнитного поля, свидетельствует о неоднородности геологического строения осадочно-вулканогенной толщи ятулия, где с сильномагнитными диабазами соседствуют слабомагнитные разности. Магнитное поле этой части блока не может быть полностью объяснено присутствием пологозалегающих вулканистов. По-видимому, широкое распространение здесь получили крутопадающие дайки ятулийских габбро-диабазов, о чем свидетельствуют узкие, линейно-вытянутые положительные аномалии ΔT_{α} , сопровождаемые минимумами. Такие же по форме аномалии получены над выходящими на поверхность габбро-диабазами в соседних ятулийских структурах (Чирко-Кемской и др.). На графике ΔT_{α} по профилю, пройденному в южной части Шуезерского блока (рис. 36), видно, что развитые за пределами блока граниты, а также кварциты, конгломераты и сланцы ятулия характеризуются спокойным отрицательным полем, сумийско-сарийские вулканисты – положительными аномалиями порядка 100 нТл, осадочно-вулканогенная толща ятулия (в данном пересечении) – аномалией 300 нТл, а предполагаемые дайки габбро-диабазов – до 1000 нТл.

Таким образом, магнитное поле Шуезерского блока полностью определяется магнитными свойствами горных пород, выходящих здесь на дневную поверхность.

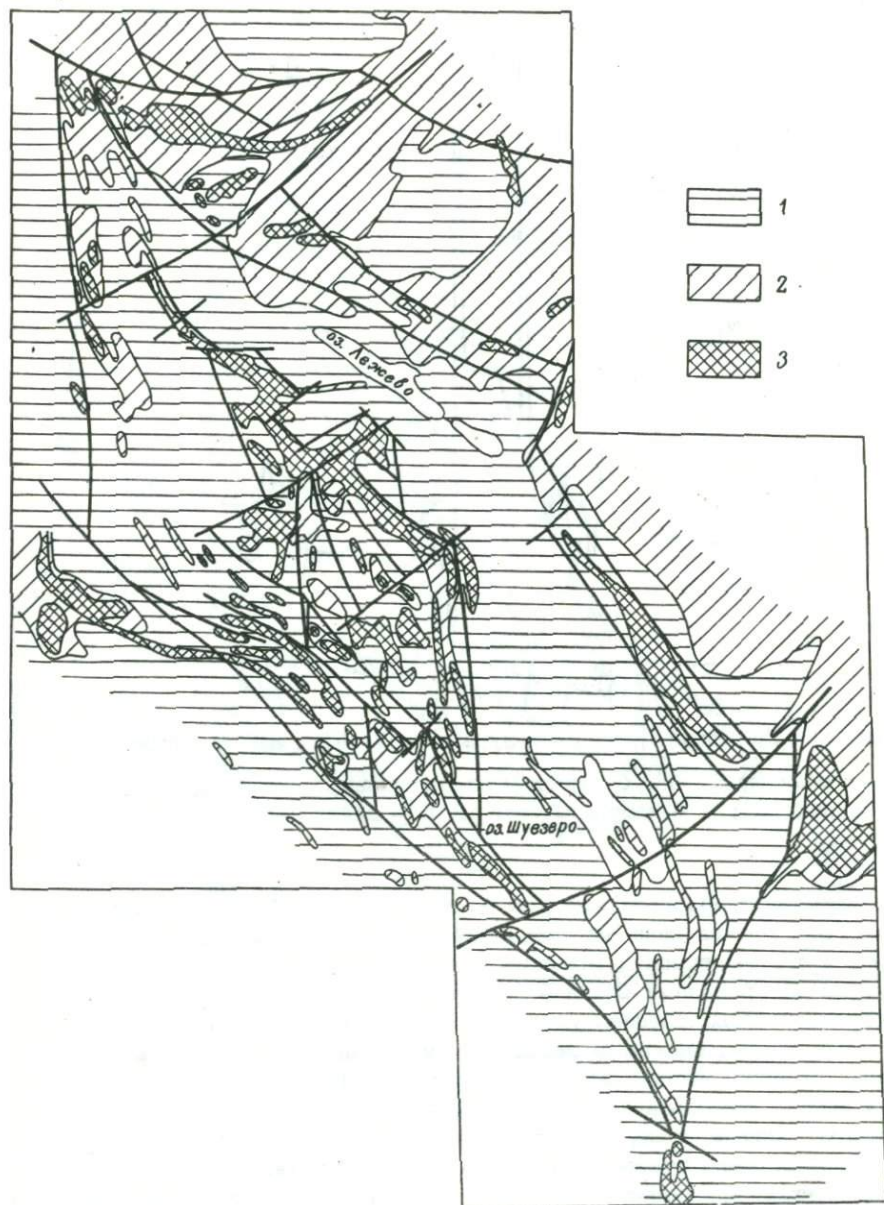


Рис. 35. Схема аномального магнитного поля Шуезерского блока.

1-3 - интенсивность магнитного поля, нТл: ниже 0 (1), 0-200 (2), свыше 200 (3).

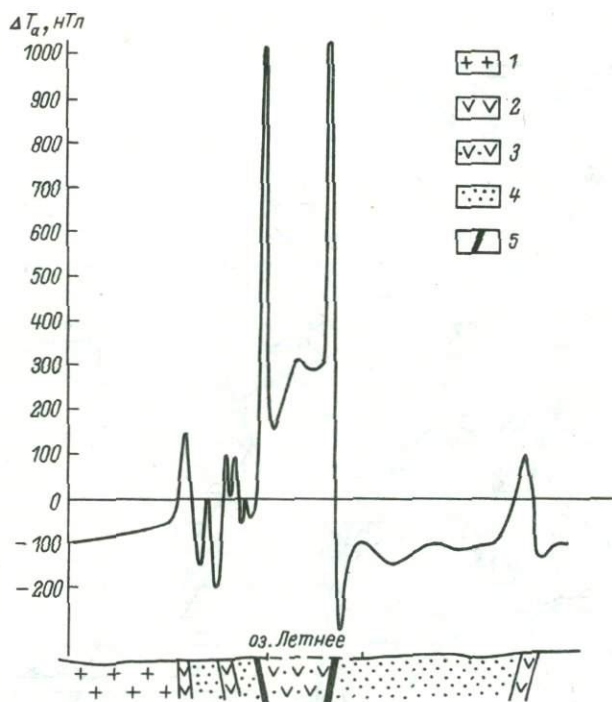


Рис. 36. График ΔT_{α} по разрезу в южной части Шуезерского блока.

1 - граниты; 2, 3 - осадочно-вулканогенные породы сариолия (2) и ятулия (3); 4 - кварцито-сланцы; 5 - дайки габбро-диабазов.

Аэроэлектроразведочные работы проводились ЗГТ под руководством Г.М. Левина лишь на небольшой части территории блока (на южном его окончании). Высоким сопротивлением характеризуются породы за пределами блока - граниты Тунгудской глыбы и беломорские гнейсы, среднее удельное сопротивление которых равно 8-10 тыс. Ом·м. Отмечено несколько аномалий проводимости в пределах распространения эффузивно-осадочных пород ятулия. Аномалии имеют северо-западное направление, согласующееся с простираанием пород, и длину несколько километров.

На основании относительно небольшого материала по электроразведке можно предположить, что вся Лехтинская структура, сложенная осадками и вулканитами с удельным сопротивлением 4-6 тыс. Ом·м, характеризуется несколько пониженным электрическим полем, так как вмещающие ее породы - граниты и гнейсы имеют в 1.5 раза большее сопротивление.

Сложность поля силы тяжести Шуезерского блока предопределяется, с одной стороны, сложностью геологического строения, а с другой - структурным положением его на стыке с Беломорским

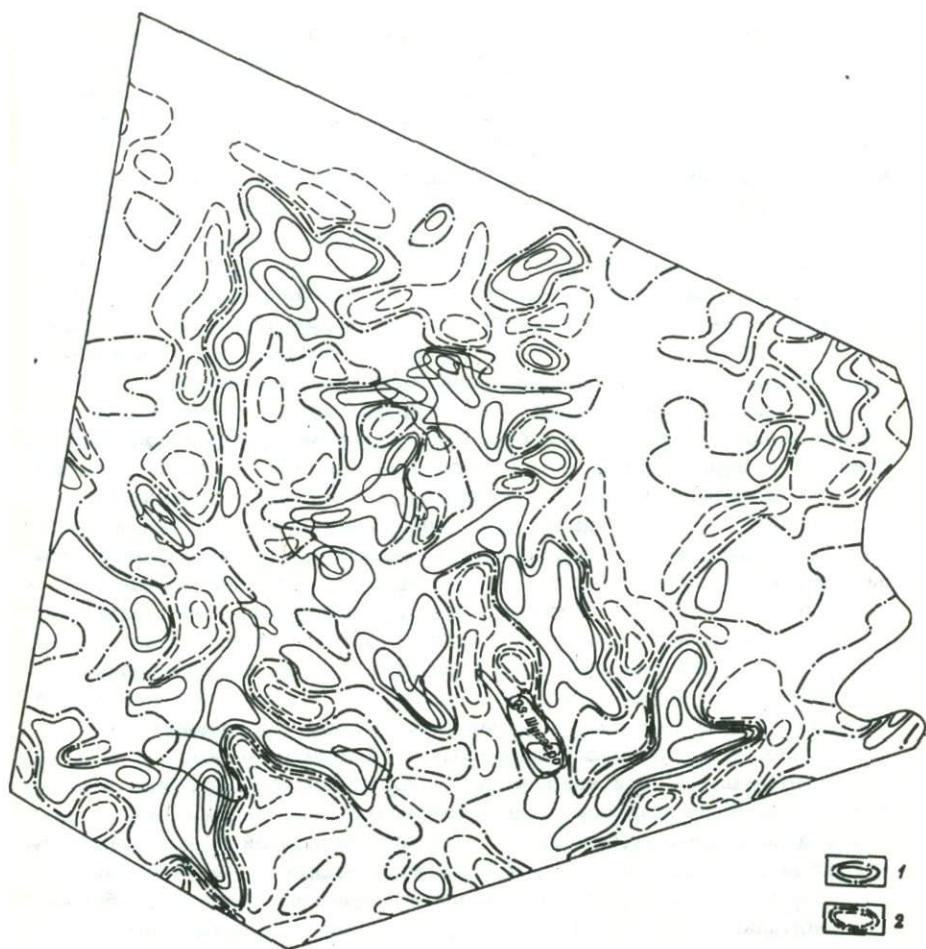


Рис. 37. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести Шуезерского блока.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения.

геоблоком. В региональном плане в строении гравитационного поля Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны, составным элементом которой является Шуезерский блок, фиксируется протяженная гравитационная ступень, наблюдаемая в переходной зоне между региональными аномалиями первого порядка, которые отвечают Беломорскому и Карельскому геоблокам земной коры. На фоне гравитационной ступени Шуезерский блок отмечается отчетливым максимумом поля силы тяжести. Контуры блока устанавливаются по зонам высоких горизонтальных градиентов.

В исходном гравитационном поле отчетливо просматриваются аномалии более высоких порядков. Наиболее контрастно локальная часть поля Δg проявляется на карте второй вертикальной производной силы тяжести (рис. 37). В целом аномальная зона над Шуэзерским блоком характеризуется сложной системой положительных и отрицательных аномалий, образующих в плане почти правильный ромб с длинной осью, ориентированной в северо-западном направлении. Более сложное сочетание локальных аномалий устанавливается в юго-восточной части Шуэзерского блока, где происходит его сочленение с Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной. Практически со всех четырех сторон Шуэзерский блок в гравитационном поле фиксируется полосами положительных аномалий. Примечательной чертой краевых положительных аномалий является ориентировка их длинных осей вдоль границ блока, а именно: западная и восточная границы блока имеют субмеридиональное направление, а северная и южная – северо-западное. При этом в пределах краевых аномальных полос ярко фиксируются смещения более мелких аномалий в плане вдоль линий северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений. Не менее сложно и строение гравитационного поля внутренней части блока. Здесь в самом центре устанавливается серия положительных гравитационных аномалий, практически со всех сторон окруженных отрицательными аномалиями. Внутренние аномалии, как положительные, так и отрицательные, имеют сложную морфологию. В ориентировке длинных осей аномалий преобладают субширотное и субмеридиональное направления, а северо-восточное и северо-западное проявлены менее четко.

Следовательно, при анализе пространственного положения локальных аномалий разных порядков устанавливается линейный их характер с ярко выраженными системами (ортогональной и диагональной) ориентировки осей аномалий, отражающих делимость внутренней структуры блока по этим направлениям. Морфологические особенности аномалий высоких порядков, их интенсивность свидетельствуют о плотностной и геологической неоднородности внутреннего строения. В связи с тем что на карте второй вертикальной производной подчеркивается неоднородность самой верхней части разреза, эти данные можно использовать при геологических построениях. Интенсивность аномалий обусловлена плотностью пород, которая отражает их вещественный (минеральный) состав. Используя тесную корреляционную связь вещественного состава горных пород с их плотностью, через гравитационное поле можно перейти к прогнозу геологического строения. С другой стороны, линейный характер гравитационных аномалий как всего блока, так и его внутренней части, наличие градиентных зон и многие другие признаки со всей очевидностью говорят о значительной роли субвертикальных границ раздела в пределах блока. Ограничение Шуэзерского блока зонами разломов субмеридионального и северо-западного направления не вызывает сомнений.

Примечательными особенностями характеризуется строение гравитационного поля в обрамлении Шуэзерского блока. С запада к бло-

ку приурочен относительный минимум Δg , отвечающий развитию гранитоидов Панозерского блока. На северо-востоке также фиксируется отрицательный характер поля силы тяжести, соответствующий развитию легких пород керетской свиты беломорид. На юго-западе помимо отрицательных аномалий, связанных с гранитоидами, положительными аномалиями фиксируется Компаковская структура осадочно-вулканогенных образований. В обрамлении Шуезерской аномалии, кроме того, фиксируются локальные отрицательные аномалии повышенной интенсивности. По ряду геологических признаков природа таких аномалий может быть связана с процессами гранитизации и калиевым метасоматозом, в результате которых образовались гранитоиды микроклинитового состава в экзоконтактовых зонах осадочно-вулканогенных комплексов.

Сопоставление внутреннего строения гравитационного поля Шуезерского блока с его аномальным магнитным полем позволяет отметить общие для них закономерности, свидетельствующие об общности их геологической природы. Частные различия касаются лишь деталей в связи с разными масштабами исходных съемок.

Таким образом, представляется возможным и целесообразным широко использовать материалы потенциальных геофизических полей при соответствующей их трансформации для геологических построений в условиях Шуезерского блока.

Строение блока по геолого-геофизическим данным

В структурном отношении Шуезерский блок, являясь составным элементом Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны, пространственно приурочен к стыку крупнейших структур земной коры Балтийского щита — Беломорского и Карельского геоблоков. Тектоническая природа сочленения этих геоблоков вытекает из анализа потенциальных геофизических полей (гравитационного и магнитного). Она устанавливается по зоне максимального горизонтального градиента поля силы тяжести в виде протяженной гравитационной ступени общего северо-западного простираия на всем протяжении контакта Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны с образованиями беломорского комплекса. Такие протяженные гравитационные ступени, как правило, отвечают зонам глубинных разломов, охватывающих земную кору на всю ее мощность. Имеющиеся геофизические материалы позволяют сделать предположение о субвертикальной границе раздела между геоблоками. Время заложения этой зоны разломов следует связывать с долопийской историей эволюции земной коры, а по длительности развития зона разломов является долгоживущей. Заложение межгеоблоковой зоны глубинных разломов сопровождалось образованием других продольных разрывных нарушений, совокупность которых предопределила контуры развития осадочно-вулканогенных комплексов от лопийского до ятулийского времени. С лопийской историей в исследуемом районе связано и формирование субмеридиональных зон глубинных разломов, в пределах которых на Карельском геоблоке развились лопийские „зе-

ленокаменные пояса". Системой субмеридиональных глубинных разломов Восточно-Карельская мобильно-проницаемая зона расчленяется на блоковые структуры, сложенные осадочно-вулканогенными комплексами лопия-ятулия, и блоки пород фундамента, в значительной степени испытавшие гранитизацию. Таким блоком антиклинорного внутреннего строения является Панозерский блок, разделяющий Лехтинскую и Шомбозерскую структуры. На востоке Шуезерский блок ограничен Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной, время заложения которой относится к дололию. Таковы основные черты тектонического положения Шуезерского блока в общей структуре Карельского геоблока, вытекающие из анализа геолого-геофизических материалов в региональном плане.

При анализе локальных составляющих потенциальных геофизических полей и их сопоставлении с геологическим строением на уровне современного эрозионного среза отчетливо устанавливается полное соответствие геологических контуров Лехтинской структуры характеру и морфологии локального гравитационного и аномального магнитного полей. Линейный рисунок аномалий потенциальных полей, наличие градиентных зон позволяют аппроксимировать границы Шуезерского блока зонами разломов. При этом западная и восточная границы блока совпадают с разломами субмеридионального простираения, а северная и южная — с разломами северо-западного направления (рис. 35, 37).

Пространственное положение аномалий, их морфологические особенности, направление ориентировки длинных осей, смещение локальных аномалий силы тяжести и магнитного поля в плане и многие другие признаки позволяют в пределах Шуезерского блока наметить системы разрывных нарушений северо-западного и северо-восточного (диагональная система), а также субмеридионального и субширотного (ортогональная система) направлений, расчленяющих Шуезерский блок на блоковые структуры высокого порядка. На существующих схемах геологического строения района разрывные нарушения из-за трудности их картирования не нашли своего полного отражения. Как правило, выделяются фрагменты разрывных нарушений северо-западного простираения, которые чаще всего прерываются в полях развития осадочно-вулканогенных образований, и практически не раскрывается их геологическая роль. Следует отметить, что на отдельных хорошо обнаженных участках детальными геологическими исследованиями выявляются разрывные нарушения практически всех отмеченных направлений. В то же время многие исследователи при изучении палеогеографии и литогенеза разрывным нарушениям отводят важное значение. Представляется, что разрывные нарушения северо-западного и субмеридионального простираения играли в конседиментационный период существенную роль в режиме осадконакопления и вулканической деятельности, предопределяя смену фаций осадков и площадное распространение вулкаников. Можно предполагать, что рельеф дна бассейнов седиментации на всех стратиграфических уровнях представлял собой чередование поднятий и опусканий.

Пространственный анализ аномалий второй вертикальной производной силы тяжести, а также аномалий магнитного поля позволяет с достаточно высокой степенью уверенности наметить общий рисунок систем разрывных нарушений, осложняющих складчатую структуру Шуэзерского блока. Физический смысл такой интерпретации аномалий заключается в том, что по крутопадающим границам раздела соприкасаются блоки пород разной плотности и намагниченности, а следовательно, и разного вещественного состава. Петрофизические исследования показали, что параметр плотности наиболее тесно связан с вещественным составом пород, в то время как их магнитные свойства в значительной степени зависят от вторичных наложенных процессов. В связи с этим за основу тектонических построений приняты гравиметрические данные, а магнитная карта использована как дополнительное средство для выявления в какой-то степени минерализованных зон разломов и основных пород дайкового комплекса.

Ниже попытаемся выявить взаимную связь площадного развития литолого-стратиграфических подразделений, слагающих Шуэзерский блок, с характером распределения локального поля силы тяжести. С этой целью следует провести анализ данных петроплотностного изучения пород по толщам (сериям).

Лопийские осадочно-вулканогенные образования, слагающие нижний структурный этаж блока, характеризуются средневзвешенной плотностью $2,86 \text{ г/см}^3$ (табл. 21), т.е. обладают избыточной плотностью по сравнению с породами гранитоидного состава в обрамлении блока около $0,15 \text{ г/см}^3$. Сумийский подкомплекс осадочно-вулканогенных образований в принятом в данной работе объеме имеет средневзвешенную плотность $2,80 \text{ г/см}^3$ ($2,87 \text{ г/см}^3$ — средняя плотность вулканитов основного состава, $2,67 \text{ г/см}^3$ — вулканитов кислого состава). Саридлийский подкомплекс характеризуется невысоким значением средневзвешенной плотности ($\bar{\sigma} = 2,75 \text{ г/см}^3$). Ятулийский подкомплекс отличается существенной дифференциацией средневзвешенной плотности каждого из трех его подделов. В связи с незначительной мощностью нижнеятулийских диабазов ($\bar{\sigma} = 2,85 \text{ г/см}^3$) и преобладанием в разрезе терригенных пород с $\bar{\sigma} = 2,63 \text{ г/см}^3$ средневзвешенная плотность для нижнего ятулия не превышает $2,64 \text{ г/см}^3$. Возросшая роль диабазов в составе среднего ятулия приводит к увеличению средневзвешенной плотности до $2,78-2,80 \text{ г/см}^3$. Средневзвешенная плотность пород верхнего ятулия составляет $2,84 \text{ г/см}^3$.

Анализ этих материалов позволяет выделить следующие гравитивные границы раздела (снизу вверх). Первая граница раздела приурочена к подошве лопийских образований ($\sigma_{изб} = +0,15 \text{ г/см}^3$), вторая — к подошве нижнего ятулия ($\sigma_{изб} = -0,15 \text{ г/см}^3$) и третья — к подошве диабазов среднего ятулия ($\sigma_{изб} = +0,20 \text{ г/см}^3$). Очень слабо проявлена гравитивная граница в подошве верхнего ятулия. По отмеченным границам раздела происходит отчетливая дифференциация второй вертикальной производной поля силы тяжести. Эти выявленные закономерности легли в основу геологических построе-

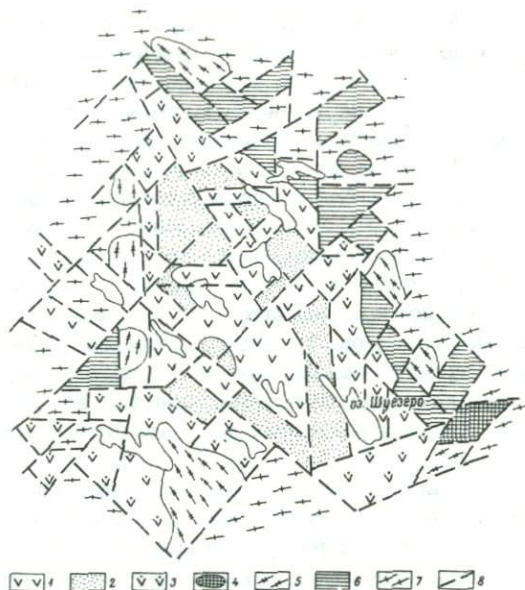


Рис. 38. Схема геологического строения Шуэзерского блока.

1 – туфы, лавы и терригенные осадки верхнего ятулия, лавы среднего ятулия; 2 – песчаники, кварцито-песчаники, гравелиты и конгломераты нижнего и среднего ятулия; 3 – основные и кислые эффузивы сумия; 4 – гипербазиты; 5 – микроклиновые граниты; 6 – осадочно-вулканогенные образования лопия (тикшозерская и пезоозерская серии); 7 – разнообразные гранито-гнейсы, в том числе породы керетской свиты беломорской серии; 8 – разломы.

ний (рис. 38). Здесь следует отметить, что стратиграфическое расчленение ятулийских осадочно-вулканогенных образований выполнено с высокой степенью детальности, а исходные гравитационные данные имеют более мелкий масштаб. Несмотря на это, главные черты внутреннего строения Шуэзерского блока находят четкое отражение в гравитационном поле. В связи с этим возникает настоятельная необходимость проведения крупномасштабных гравиразведочных работ в аналогичных геологических ситуациях, что позволит в значительной степени повысить эффективность и достоверность геолого-геофизических исследований.

Особый интерес вызывает вопрос о составе основания Лехтинской структуры. Т.Ф. Негруца (1979) считает, что в пределах Лехтинской структуры фундаментом сумийской осадочно-вулканогенной серии служат породы гранитоидного состава. Породы же лопийского комплекса имели развитие в пределах ее обрамления. С такой трактовкой не согласуются материалы изучения плотности пород и гравиметрические данные. В региональном гравитационном

поле отчетливо устанавливается приуроченность эпицентра относительного максимума к средней части структуры. Природу такой аномалии можно объяснить лишь увеличением мощности более плотных пород в центре Лехтинской структуры. В связи с тем, что среднезвешенная плотность разреза сумия-ятулия не превышает плотности лопийских образований, для объяснения гравитационного максимума необходимо допустить наличие в основании структуры лопийского структурного этажа, т.е. становление и развитие Лехтинской структуры и всей Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны началось с лопийского времени. Об этом свидетельствуют также реликты лопийских пород в пределах Панозерского блока. Отсутствие пород лопия в западном обрамлении Шуезерского блока на современном эрозионном срезе объясняется тектоническим контактом его с поднятым Панозерским блоком.

В заключение следует отметить широкое развитие процессов гранитизации пород за пределами Шуезерского блока, представленных преимущественно гранито-гнейсами. В зоне экзоконтактов в гравитационном поле устанавливается наличие отрицательных аномалий значительной интенсивности, природа которых может быть связана с развитием микроклиновых гранитов.

Ц е н т р а л ь н о - О н е ж с к и й б л о к

В геологическом строении блока ведущее место занимает Онежская наложенная мульда, являющаяся одной из крупных тектонических структур Карелии раннепротерозойского возраста. В юго-западной и северо-западной частях блока в современном эрозионном срезе развиты разнообразные гранито-гнейсы и мигматиты.

Проведенные комплексные исследования в пределах Онежской мульды по вопросам стратиграфии, литологии и палеовулканологических реконструкций (Геология СССР, 1960; Соколов, 1963; Соколов и др., 1970, 1971; Проблемы..., 1972; Светов и др., 1979, и др.) позволили выяснить основные черты геолого-тектонического строения столь уникальной структуры. Сложена она разнообразными по составу породами ятулийского и суйсарского отделов нижнего протерозоя (рис. 39).

Отложения ятулия (нижнего отдела) несогласно перекрывают гранито-гнейсовые комплексы архея. В его составе выделяются вторая янгозерская, туломозерская и заонежская свиты. В разрезе янгозерской свиты среди терригенно-осадочных пород значительный объем занимают вулканиды основного состава (ятулийский вулканический комплекс). Туломозерская свита представлена в основном карбонатными породами с прослоями песчано-глинистых сланцев. В составе заонежской свиты выделяются терригенно-осадочные, туфогенные породы и вулканиды заонежского вулканического комплекса.

Образования суйсарского отдела (суйсарская, падацкая и бесовещая свиты) согласно перекрывают образования верхнего ятулия (заонежская свита), вместе с которыми образуют единые тектони-

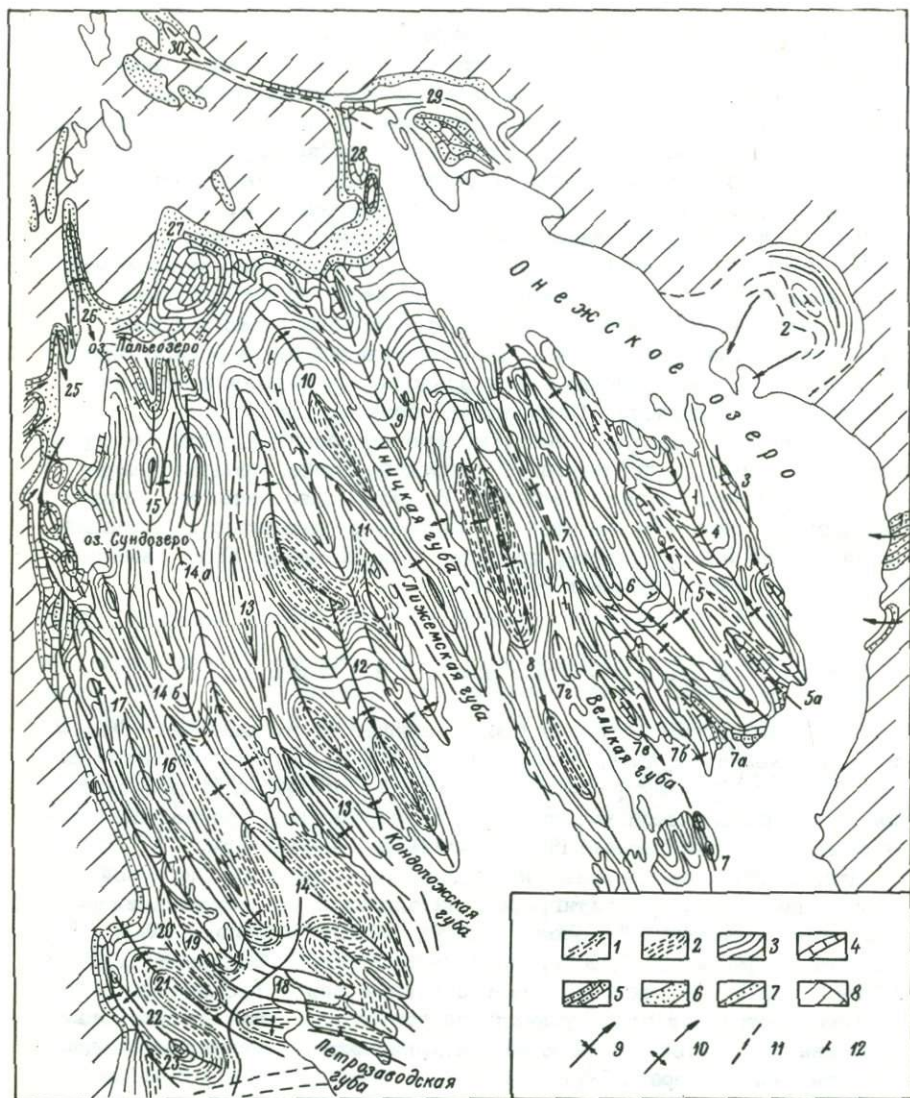


Рис. 39. Тектоническая схема Онежской структуры. Составил В.А. Соколов (1973).

1 - нижневендские отложения; 2 - суйсарские породы; 3 - отложения заонежской толщи с силлами габбро-диабазов; 4 - карбонатные породы верхнего ятулия (водорослевые); 5 - карбонатно-терригенные породы среднего ятулия; 6 - терригенные породы и основные эффузивы среднего ятулия; 7 - то же, нижнего ятулия; 8 - доятулийские породы; 9 - оси синклиналей; 10 - оси антиклиналей; 11 - зоны разломов; 12 - слоистость. Складки (цифры на схеме): 1 - Пяльминская синклираль, 2 - Кочкомская синклираль,

ческие структуры. В составе суйсарской свиты выделяются терригенно-осадочные, туфогенные породы и вулканиты основного и ультраосновного составов суйсарского вулканического комплекса. Субвулканические образования этого комплекса представлены силлами перидотитов и дифференцированными телами пикритов-долеритов. Падасская свита сложена в основном терригенно-осадочными породами с прослоями туффитов.

В строении бесовещкой свиты принимают участие туфогенно-песчано-алевролитовые породы и туффиты (табл. 22).

Плотность и магнитная восприимчивость пород

Магматические породы. Среди докембрийских образований Центрально-Онежского блока широким развитием пользуются интрузивные породы основного состава. Ультрабазиты встречаются локально (Интрузивные..., 1976).

Гипербазитовый комплекс. Ультрабазиты габбро-перидотитового комплекса немногочисленны. Они образуют несколько пластово-секущих тел субвулканической (Тернаволоцкий силл по В.С. Куликову) и гиабиссальной (по В.Д. Слюсареву) фаций (Слюсарев, Куликов, 1973; Куликов, 1973, 1975; Проблемы..., 1972). Последняя представлена ультрабазитовыми телами в районе озер Гомсельгского, Кончезера, Пертозера. Центральная часть массивов сложена в различной степени измененными перидотитами, в эндоконтактной зоне которых развиваются пикриты, связанные с перидотитами постепенными переходами.

Рис. 39 (продолжение).

3 - Кузарандская антиклиналь, 4 - Толвуйская (Загорская синклиналь), 5 - Типиницо-Падмозерская антиклиналь, 6 - Путкозерская синклиналь, 7 - Святухинская (7а - Нулицкая, 7б - Яндомозерская, 7в - Великогубская, 7г - Западно-Космозерская) антиклиналь, 8 - Мягрозерская синклиналь, 9 - Уницкая (Челмозерская) антиклиналь, 10 - Викшозерская синклиналь, 11 - Лижемская антиклиналь, 12 - Мядусельгско-Кулмуksкая синклиналь, 13 - Кондопожская антиклиналь, 14 - Сухозерская (Сунская) синклиналь (14а - Лижмозерская, 14б - Сундозерская синклинали), 15 - Сунско-Кариостровская (Белогорская) антиклиналь, 16 - Ялгубская (Сойминская, Кончозерская) антиклиналь, 17 - Укшозерская (Логмозерская, Мунозерская, Квишурвинская) синклиналь, 18 - Сургубская антиклиналь, 19 - Уросозерская синклиналь, 20 - Карельская (Солоненская) антиклиналь, 21 - Чадинская синклиналь, 22 - Вилгинско-Падозерская антиклиналь, 23 - Падозерская синклиналь, 24 - Викшозерская (Койкарская) синклиналь, 25 - Салвиламбинская синклиналь, 26 - Карташинская синклиналь, 27 - Ялгамская синклиналь, 28 - Пергубская синклиналь, 29 - Лумбушская синклиналь, 30 - Кумсинская синклиналь.

Т а б л и ц а 22

Плотность и магнитные свойства пород Центрально-Онежского блока

Группа	Подгруппа	Отдел	Свита	Порода	Мощность, м	Плотность, г/см ³		Магнитная восприимчивость, 10 ⁻⁵ СИ		Остаточная намагниченность, 10 ⁻³ А/м					
						от-до среднее	среднее N	от до	средне- взвешен- ное по свите	средне- взвешен- ное по разрезу	среднее N	от до	среднее N	от до	
Протерозой	Нижний	Суйсарий	Суйсарская	Бесовещкая	Вулканомиктовые песчаники, сланцы, алевролиты	490	$\frac{2.70}{214}$	$\frac{2.39}{2.86}$	2.70	2.81	$\frac{35}{214}$	$\frac{0}{110}$	$\frac{4}{10}$	$\frac{2}{6}$	
				Падаская	Песчаники, кварцито-песчаники, алевролиты	$\frac{до 300}{112}$	$\frac{2.69}{44}$	$\frac{2.59}{2.80}$	2.69			$\frac{20}{44}$	$\frac{0}{70}$	$\frac{0.6}{19}$	$\frac{0}{2}$
					Интрузивные породы ультраосновного состава: серпентиниты пикриты перидотиты, пироксениты (верлиты) серпентинизированные верлиты Эффузивы основного и ультраосновного состава Кремнистые, пелито-кремнистые сланцы, алевро-аргиллиты	$\frac{20-120}{80}$ $\frac{100-600}{400}$ $\frac{75-360}{200}$	$\frac{2.80}{157}$ $\frac{2.92}{45}$ $\frac{2.97}{10}$ $\frac{2.85}{12}$ $\frac{2.88}{350}$ $\frac{2.70}{118}$	$\frac{2.57}{3.13}$ $\frac{2.78}{3.06}$ $\frac{2.81}{3.06}$ $\frac{2.74}{2.91}$ $\frac{2.71}{3.10}$ $\frac{2.61}{2.94}$	2.83	$\frac{10800}{157}$ $\frac{67}{45}$ $\frac{90}{10}$ $\frac{7500}{12}$ $\frac{58}{350}$ $\frac{75}{53}$ $\frac{3100}{34}$	$\frac{260}{100000}$ $\frac{39}{130}$ $\frac{50}{140}$ $\frac{1300}{35000}$ $\frac{12}{190}$ $\frac{50}{120}$ $\frac{225}{10300}$	-	-	-	-

Ягулий	Заонежская	Туфы, туфопесчаники, туфосланцы, туфоалевролиты: слабомагнитные магнитные (Кавгорская синклиналь)	$\frac{100-570}{250}$	$\frac{2.80}{478}$ $\frac{2.90}{192}$	$\frac{2.70}{2.90}$ $\frac{2.66}{3.00}$	2.81	$\frac{75}{478}$ $\frac{4000}{16000}$	$\frac{3}{175}$ $\frac{215}{16000}$	$\frac{8}{20}$ $\frac{875}{13}$	$\frac{2}{60}$ $\frac{140}{1800}$	
		Алевро-глинистые, шунгито-глинистые, карбонат-шунгито-глинистые сланцы, шунгиты Туфосланцы, туфоалевролиты, подчиненно доломиты Эффузивы основного состава Интрузивные габбро-диабазы	$\frac{215-360}{300}$ $\frac{180-910}{750}$ $\frac{200-600}{400}$ $\frac{60-550}{300}$	$\frac{2.67}{175}$ $\frac{2.75}{209}$ $\frac{2.92}{507}$ $\frac{2.97}{1527}$	$\frac{1.77}{2.92}$ $\frac{2.70}{2.95}$ $\frac{2.70}{2.07}$ $\frac{2.72}{3.40}$	2.81	$\frac{29}{175}$ $\frac{60}{209}$ $\frac{90; 225}{507}$ $\frac{75}{1527}$	$\frac{0}{180}$ $\frac{3}{175}$ $\frac{12}{290}$ $\frac{38}{190}$	- - $\frac{3.5}{4}$	- - $\frac{2}{5}$	
		Тулмозерская	Известняки, доломиты, подчиненно глинистые сланцы	$\frac{30-625}{200}$	$\frac{2.76}{200}$	$\frac{2.56}{2.85}$	2.76	$\frac{3; 14}{200}$	$\frac{0}{45}$	$\frac{2; 25}{86}$	$\frac{0}{45}$
		Ягрозская	Кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты Сланцы: гематито-глинистые, песчано-глинистые, песчано-карбонатно-глинистые, песчано-карбонатные и др.	$\frac{0-66}{50}$	$\frac{2.66}{25}$ $\frac{2.75}{65}$	$\frac{2.33}{2.75}$ $\frac{2.61}{2.94}$		$\frac{3}{25}$ $\frac{11}{65}$	$\frac{1}{7}$ $\frac{5}{15}$	$\frac{4}{12}$ $\frac{25}{57}$	$\frac{1}{14}$ $\frac{0.5}{45}$

Т а б л и ц а 22 (продолжение)

Группа	Подгруппа	Отдел	Свита	Порода	Мощность, м	Плотность, г/см ³				Магнитная воспри- имчивость, 10 ⁻⁵ СИ		Остаточная намаг- нитченность, 10 ⁻³ А/м		
						от-до среднее	среднее N	от до	средне- взвешен- ное по свите	средне- взвешен- ное по разрезу	среднее N	от до	среднее N	от до
Протерозой	Нижний	Ятулий	Янгозерская	Эффузивы основного состава:	280	<u>2.93</u>	<u>2.72</u>	2.93			<u>5400</u>	<u>190</u>	<u>3260</u>	<u>1</u>
				магнитные		<u>357</u>	<u>3.24</u>				<u>357</u>	<u>30000</u>	<u>101</u>	<u>36250</u>
				слабомагнитные		<u>2.92</u>	<u>2.70</u>				<u>60</u>	<u>5</u>	<u>36</u>	<u>0</u>
				Интрузивные габбро-диабазы	140	<u>314</u>	<u>3.06</u>				<u>314</u>	<u>160</u>	<u>60</u>	<u>525</u>
						<u>2.99</u>	<u>2.77</u>				<u>11500</u>	<u>210</u>	<u>14200</u>	<u>250</u>
						<u>189</u>	<u>3.24</u>				<u>189</u>	<u>49000</u>	<u>7</u>	<u>54000</u>
				Микроклин-плагноклазовые, плагно-микроклиновые граниты		<u>2.64</u>	<u>2.59</u>		2.81		<u>8</u>	<u>0</u>	-	-
						<u>127</u>	<u>2.65</u>				<u>127</u>	<u>56</u>		
							<u>2.66</u>				<u>2.71</u>			
							(в зо- нах конта- мина- ции)							
Архей				Гнейсо-граниты		<u>2.68</u>	<u>2.63</u>				<u>10</u>	<u>0</u>	<u>1.5</u>	<u>1</u>
						<u>114</u>	<u>2.75</u>				<u>114</u>	<u>38</u>	<u>2</u>	<u>2</u>

Вариации вещественного состава обуславливают определенную дифференциацию физических свойств. Наименее измененные ультрабазиты, представленные перидотитами, являются наиболее плотными ($\bar{\rho} = 2,97 \text{ г/см}^3$), но слабомагнитными ($\bar{\alpha} = 90 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$) породами. Серпентинизация перидотитов, наиболее характерная для центральных частей массивов, ведет к уменьшению плотности в среднем на $0,12 \text{ г/см}^3$ и одновременно к возрастанию магнитности ($\bar{\alpha}$ до $7500 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$). С переходом к эндоконтактным пикритам отмечается понижение плотности на $0,02 \text{ г/см}^3$ для слабомагнитных разновидностей и на $0,03 \text{ г/см}^3$ — для магнитных. Подобное колебание значений физических параметров обусловлено изменением как минерального состава — уменьшением содержания оливина и возрастанием количества полевых шпатов при переходе от перидотитов к пикритам, так и химического в этом же направлении — более низким содержанием Fe_2O_3 , MgO и NiO , но более высоким SiO_2 , CaO и FeO .

Для пород ультраосновного состава установлена магнитная дифференциация, т.е. наличие магнитных и слабомагнитных разностей, что свидетельствует о весьма неравномерном распределении и содержании магнетита, который присутствует в двух генерациях: первично-магматический и вторичный, образовавшийся при разложении пироксенов. При этом все магнитные разности обладают более низкой плотностью, чем слабомагнитные, что свидетельствует о связи намагниченности с появлением вторичного магнетита.

Петрофизические исследования показали, что физические параметры очень чутко реагируют на интенсивность серпентинизации и могут служить надежным дополнительным критерием при геологическом исследовании этого процесса и при картировании массивов ультрабазитов.

Интрузивные комплексы основного состава. Интрузивные породы основного состава представлены габбро-диабазами (ятулийский и заонежский комплексы) нижнего протерозоя (Соколов и др., 1970; Светов, 1972, 1979).

Габбро-диабазы ятулийского комплекса развиты локально в пределах ятулийских структур в виде одиночных пластовых и пластово-секущих силлов мощностью 10–25 до 100 м, реже даек.

Вторичные изменения пород незначительны и заключаются в том, что плагиоклаз частично замещается эпидотом, карбонатом и хлоритом, а амфибол, представленный роговой обманкой, в той или иной степени хлоритизирован, эпидотизирован, актинолитизирован. Ферромагнитные минералы — магнетит и титаномагнетит — хорошей сохранности, их изменения заключаются в частичной мартитизации магнетита и замещении части зерен титаномагнетита лейкоксеном, местами с образованием четких структур распада.

Габбро-диабазы характеризуются высокой плотностью ($\bar{\rho} = 2,99 \text{ г/см}^3$) при колебаниях $2,77\text{--}3,24 \text{ г/см}^3$ (табл. 22). Породы сильномагнитны — магнитная восприимчивость достигает $50\,000 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, остаточная намагниченность $54\,000 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$.

Сильная намагниченность пород обусловлена высоким (от 3–5 до 12%) содержанием ферромагнетиков. Среди габбро-диабазов выделяются очень высокой плотностью ($\bar{\rho} = 3,07 \text{ г/см}^3$) габбро-диабазы Койкарской интрузии с титаномагнетитовым оруденением.

Габбро-диабазы заонежского комплекса образуют многочисленные сидлы различной мощности (35–150 м) среди пород заонежской свиты. В отличие от габбро-диабазов ятулийского комплекса они слабомагнитны ($\bar{\chi} < 200 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$) и менее плотны ($\bar{\rho} = 2,97 \text{ г/см}^3$). Наблюдаемые различия физических свойств обусловлены интенсивностью вторичных преобразований в них (Кищенко, 1974). При этом первичные магматические структуры сохраняются лишь в виде реликтов, а главные породообразующие минералы – плагиоклазы и амфибол – интенсивно замещаются вторичными минералами: хлоритом, биотитом и тонкоагрегатными минералами группы эпидота.

Наблюдается четкая зависимость $\bar{\rho}$ от характера вторичных изменений породы: хлоритизация, альбитизация, окварцевание снижают плотность, а эпидотизация – увеличивает. Широко проявленная в породах гематитизация и развитая локально зараженность углеродом не оказывают существенного влияния на плотность.

Слабая намагниченность пород обусловлена почти полным разрушением первичных магнетита и титаномагнетита. В то же время в них увеличивается содержание гематита и гидроокислов железа (до 1%), образующихся при разрушении железосодержащих минералов (амфибола, эпидота и др.) и окислении магнетита и сульфидов. Магнитная восприимчивость слабомагнитных габбро-диабазов создается парамагнитными породообразующими минералами, магнетитом, содержащимся внутри них в виде примеси, а также гематитом.

В габбро-диабазе заонежского комплекса выделяются аномальные по значениям физических параметров породы – с пониженной плотностью ($\bar{\rho} = 2,87 \text{ г/см}^3$) и повышенной магнитной восприимчивостью (до $800 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$). Эти локально измененные породы приурочены к зонам тектонических нарушений. Изменение свойств обусловлено метасоматическим воздействием гидротерм, приводящим к появлению сульфидной минерализации (пирротина) и магнетита, а также к широкому развитию минералов с низкой плотностью (хлорита, альбита, кварца и др.).

Появление двух петрофизических групп среди разновозрастных пород одинакового первичного состава обусловлено различиями в степени проявления зеленосланцевого метаморфизма.

Ультраметаморфические и интрузивные комплексы гранитоидов. Граниты архея представлены олигоклазовыми гнейсо-гранитами. Породы слабомагнитны ($\bar{\chi} = 10 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$) (табл. 22). Плотность изменяется в пределах $2,63\text{--}2,75 \text{ г/см}^3$.

Плотностная дифференциация гранитоидов связана с изменением минералогического состава. Понижение $\bar{\rho}$ вызывается либо выветриванием, либо увеличением содержания кварца и микроклина в результате воздействия нижнепротерозойских гранитов.

Нижнепротерозойские мигматит-граниты обогащены калием, по химизму щелочноземельные, иногда субщелочные ($K_2O > Na_2O$). В их составе появляется микроклин. Граниты практически немагнитны и менее плотны ($\bar{\rho} = 2.64 \text{ г/см}^3$), чем гнейсо-граниты архея (табл. 22).

Вулканогенные комплексы. В пределах Центрально-Онежского блока вулканическая деятельность проявлялась многократно с различной интенсивностью на всех этапах развития региона (Голубев и др., 1973; Голубев, Светов, 1975; Куликов, 1973; Светов, 1979). В составе вулканогенных комплексов преобладают лавы основного состава. В верхах нижнего протерозоя появляются вулканы ультраосновного состава.

Ятулийский вулканический комплекс, представленный эффузивными, пирокластическими и вулканогенно-осадочными образованиями, сформировался в результате трех фаз вулканической деятельности (Светов, 1979; Соколов и др., 1970). Комплекс вулканогенных пород, сформировавшихся в ниже- и среднеятулийское время, получил название собственно ятулийского. Вулканогенные породы стадии верхнеятулийского вулканизма в пределах Онежской структуры выделены в заонежский комплекс.

Эффузивные породы ятулийского комплекса залегают в виде потоков и покровов в кровле нижнего и среднего ятулия (янгозерская и туломозерская свиты). Они значительно обогащены титаном, слабо метаморфизованы, что и обуславливает их большую плотность ($\bar{\rho} = 2.92 \div 2.93 \text{ г/см}^3$). Хлоритизация, карбонатизация и окварцевание уменьшают плотность диабазов, тогда как эпидотизация и обогащение рудными минералами — увеличивают. Средние плотности эффузивов с различными структурно-текстурными особенностями (диабазы, порфириды, мандельштейны) близки между собой (2.91, 2.93 и 2.90 г/см^3 соответственно), однако наблюдается определенная дифференциация в строении лавового потока — возрастание плотностей к центру потока, а затем уменьшение к кровле его.

По магнитным свойствам среди ятулийских эффузивов выделяются слабомагнитные и магнитные породы. В слабомагнитных вулканитах \mathcal{J} изменяется в пределах $(5 \div 160) \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, $\bar{\mathcal{J}} = 60 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, $\bar{J}_n = 36 \cdot 10^{-3} \text{ А/м}$. В магнитных вулканитах \mathcal{J} достигает $30000 \times 10^{-5} \text{ СИ}$, составляя в среднем $5400 \cdot 10^{-5} \text{ СИ}$, $\bar{J}_n = (1400 \div 2200) \times 10^{-3} \text{ А/м}$ (табл. 22).

Пространственные взаимоотношения между двумя подгруппами диабазов достаточно сложны. Разномагнитные диабазы то целиком слагают эффузивные подтолщи, то отдельные потоки, то части их. Наблюдаемая магнитная дифференциация обусловлена воздействием на породу различных вторичных процессов, одни из которых способствовали понижению или полному уничтожению первичной намагниченности пород (зеленосланцевая фация метаморфизма), другие, наоборот, привели к ее возникновению (метасоматоз в тектонически активных зонах). Различия в магнитных свойствах связаны с составом и содержанием ферромагнитных минералов. В маг-

нитных породах они представлены магнетитом и титаномагнетитом, а в слабомагнитных — в основном гематитом.

Эффузивы заонежского комплекса сформировались в период позднеятулийской фазы базальтового вулканизма. Представлены они многочисленными потоками и покровами лав основного состава, переслаивающимися с осадочными и вулканогенно-осадочными породами заонежской свиты. В отличие от ятулийских заонежские вулканиды слабомагнитны (табл. 22). При равном суммарном содержании железа в заонежских эффузивах отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+} < 1$, тогда как в ятулийских > 1 , т.е. качественное распределение железа в этих породах резко различное.

Невысокие значения магнитных параметров пород объясняются высокой степенью окисленности и гематитизации лав, распадом первичных ферромагнетиков (полная лейкоксенизация титаномагнетита и окисление магнетита). Увеличение в отдельных образцах $\bar{\alpha}$ до $300 \cdot 10^{-5}$ СИ связано с насыщенностью породы дисперсными массами гематита и присутствием мелких зерен и прожилков мартитового состава. Средняя плотность лав, как и ятулийских, составляет $2,92 \text{ г/см}^3$. Вариация $\bar{\rho}$ в широких пределах ($2,70$ – $3,07 \text{ г/см}^3$) обусловлена неоднородностью строения пород (разнообразии литолого-петрографических разновидностей с интенсивным, но неравномерным по площади развитием вторичных процессов — амфиболизации пироксенов, эпидотизации, хлоритизации и биотитизации участков стекловатой основной массы и кристаллов плагиоклаза и пироксена). Плотностью ниже среднеарифметической ($2,84$ – $2,88 \text{ г/см}^3$) характеризуются карбонатизированные диабазы Линьгоры и мыса Тернаволок, что связано с увеличением пористости до $6,63\%$ в связи с выщелачиванием диабазов. Высокой плотностью ($\bar{\rho} = 3,00 \text{ г/см}^3$) отличаются диабазы, развитые между озерами Викшозером и Чапозером. Это однородные, мелкозернистые, крепкие, свежие породы, состоящие в основном из амфиболизированного пироксена с высоким содержанием сфена и эпидота. Несколько пониженная плотность ($\bar{\rho} = 2,90 \text{ г/см}^3$) и более высокая магнитная восприимчивость (до $270 \cdot 10^{-5}$ СИ) отмечаются в бурых гематитизированных, сильно хлоритизированных диабазах в районе оз. Викшозера с повышенной пористостью (до $7,43\%$).

Суйсарский вулканический комплекс в отличие от описанных выше представлен лавами основного (плагиоклазовые, пироксеновые и плагио-пироксеновые порфириты) и ультраосновного (пикритовые порфириты) состава. Они образуют многочисленные потоки и покровы и вместе с вулканогенно-осадочными образованиями входят в состав суйсарской свиты. Соотношение лав основного и ультраосновного составов в частных разрезах по латерали весьма изменчиво. Суйсарские вулканиды отличаются слабой раскристаллизацией основной массы. Это тонкозернистые афанитовые породы порфировидной структуры. Вулканиды основного состава слабомагнитны, плотность их в среднем на $0,05 \text{ г/см}^3$ ниже плотности ятулийских лав (табл. 22). Пикритовые вулканиды также слабомагнитны ($\bar{\alpha} = 55 \cdot 10^{-5}$ СИ), но плотность их на $0,03 \text{ г/см}^3$ в среднем выше,

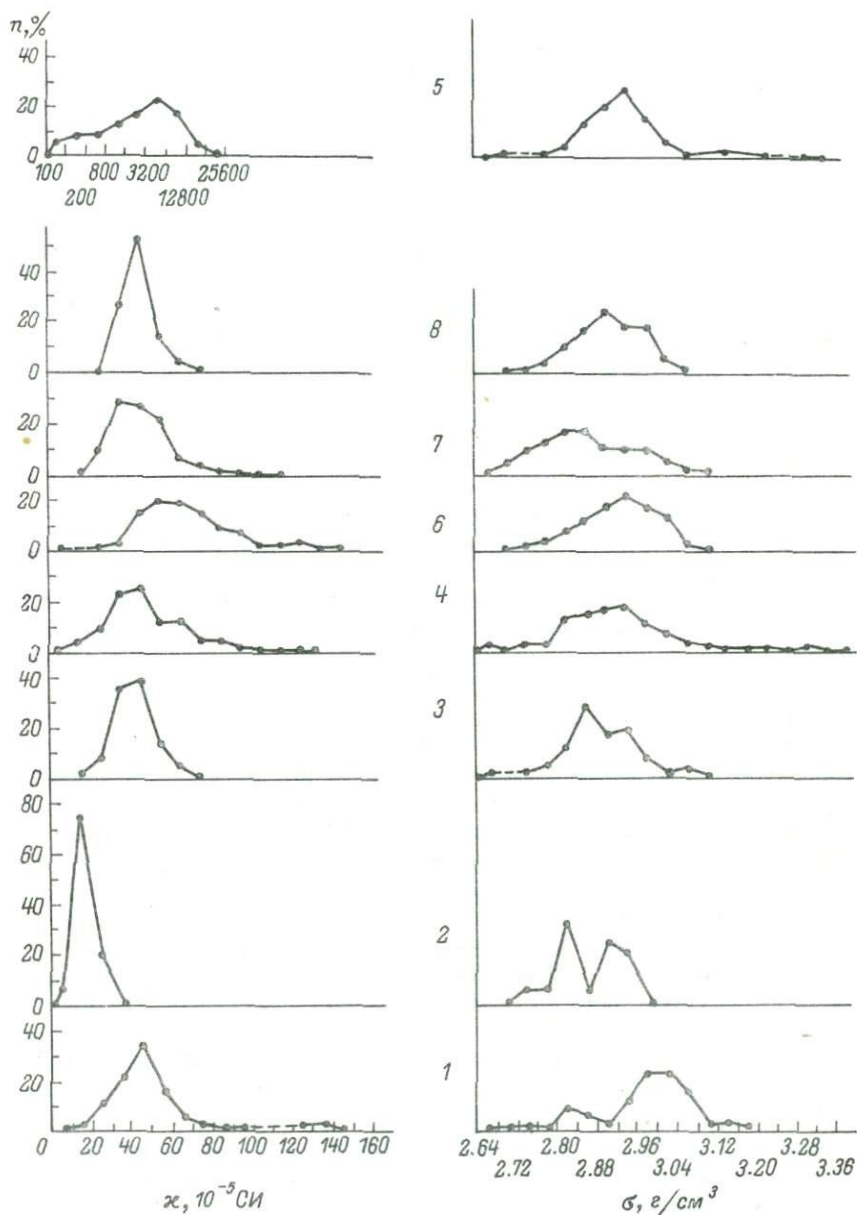


Рис. 40. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности разновозрастных эффузивных пород.

Лопий: 1 - вулканиты основного состава, 2 - вулканиты среднего состава; сумий: 3 - вулканиты базальт-андезитового состава; ятулийские вулканиты основного состава: 4 - слабомагнитные, 5 - магнитные, 6 - заонежские вулканиты; суйсарский вулканический комплекс: 7 - вулканиты основного состава, 8 - вулканиты ультраосновного состава.

чем у основных разновидностей. В целом средняя плотность суйсарских лав на $0.02-0.05 \text{ г/см}^3$ ниже ятулийских.

Приведенная петрофизическая характеристика вулканогенных комплексов пород и сравнение их с комплексами аналогичных пород лопия и сумия за пределами блока свидетельствуют о близости их магнитных свойств и об имеющей место плотностной дифференциации, обусловленной вариациями химического состава, метаморфизмом пород и их структурно-текстурными особенностями (рис. 40).

Первично-осадочные и туфогенные комплексы пород. В пределах Центрально-Онежского блока первично-осадочные (терригенные и карбонатные) и туфогенные породы широко распространены, присутствуя в различном объеме почти во всех стратиграфических подразделениях общего разреза (Соколов и др., 1970, 1971). Их взаимоотношения достаточно сложны, поэтому описание тех и других пород приводится совместно, согласно их стратиграфическому положению.

Осадочные породы ятулийского разреза представлены обломочными породами, сланцами и карбонатными породами, относимыми к янгозерской и туломозерской свитам.

Группа обломочных пород* (янгозерская свита) объединяет кварциты, песчаники, гравелиты и конгломераты. В разрезе Онежской структуры песчаники имеют подчиненное значение. Плотность пород варьирует от 2.33 до 2.75 г/см^3 . Однако для более чем 60% изученных образцов она колеблется от 2.63 до 2.68 г/см^3 .

Ятулийские песчаники слабомагнитны ($\bar{\alpha} = 3 \cdot 10^{-5}$ СИ, $\bar{J}_n = 4 \times 10^{-3}$ А/м). Слабая их намагниченность обусловлена низким содержанием ферромагнитных и железосодержащих минералов.

Сланцы в разрезе янгозерской и туломозерской свит имеют резко подчиненное значение, образуя маломощные прослои. В составе заонежской свиты они развиты широко. Среди литологических разновидностей сланцев наиболее плотными ($\bar{\sigma} = 2.79 \div 2.81 \text{ г/см}^3$) являются доломитовые, песчано-глинистые и песчано-карбонатные, в составе которых повышено содержание карбонатов и рудных минералов. Наиболее низкая плотность (2.68 г/см^3) у пелитовых сланцев.

Сланцы слабомагнитны, слабая намагниченность их обусловлена низким содержанием ферромагнитных минералов, представленных гематитом, реже обломочным магнетитом.

Группа карбонатных пород объединяет доломиты и доломитизированные известняки, слагающие основную часть средне-верхнеятулийского разреза Онежской структуры (туломозерская свита). Кроме того, среди туфогенных пород вышележащей заонежской свиты встречаются маломощные прослои черных шунгитсодержащих доломитов (табл. 22). Это плотные ($\bar{\sigma} = 2.72 \div 2.80 \text{ г/см}^3$) и слабомаг-

* Для удобства изложения все обломочные породы будем называть песчаниками.

нитные [$\alpha = (0.45) \cdot 10^{-5}$ СИ, $J_n = (0.45) \cdot 10^{-3}$ А/м] породы. Отмечаемая плотностная дифференциация в карбонатных породах обусловлена колебаниями содержания кварца и отношения CaO/MgO . Увеличение содержания кварца и отщирения CaO/MgO обуславливает понижение плотности.

Ферромагнитные минералы представлены в основном гематитом (землистые, реже тонкокристаллические разновидности).

Туфогенные породы в ятулийском разрезе развиты весьма неравномерно. В виде отдельных прослоев они встречены среди ятулийских образований янгозерской свиты. В составе же заонежской свиты слагают основную часть разреза. Туфогенные породы янгозерской свиты представлены туфосланцами и туфопесчаниками. Плотность пород колеблется от 2.60 до 2.89 г/см³. Наиболее плотными являются туфосланцы ($\bar{\sigma} = 2.82$ г/см³). Магнитная восприимчивость пород заметно выше по сравнению с осадочными и составляет в среднем $30 \cdot 10^{-5}$ СИ.

Поскольку заонежская свита имеет сложное строение и характеризуется частым переслаиванием осадочных и туфогенных образований, чтобы не нарушить целостного представления о физических свойствах свиты, приведем общую петрофизическую характеристику слагающих ее пород. Для пород свиты характерно присутствие в том или ином количестве углеродистого вещества – шунгита. Широкие вариации минералогического состава пород свиты вызывают колебание физических параметров в значительных пределах, особенно плотности. На ее величину большое влияние оказывает пористость, изменяющаяся в пределах 0.08–7.49%. По магнитным свойствам породы более однородны.

Осадочные породы, представленные глинистыми, кремнисто-глинистыми сланцами, слагают нижнюю и среднюю подсвиты заонежской свиты, подчиненно развиты в разрезе верхней подсвиты.

Плотность шунгитсодержащих осадочных пород колеблется от 1.77 до 2.92 г/см³, что обусловлено в первую очередь вариациями в содержании углерода и кремнезема (Петрофизическая характеристика..., 1976). Наименее плотными являются разновидности с высоким (>20%) содержанием углерода. Увеличение плотности породы вызывается появлением минералов с более высокой плотностью – амфиболов, карбоната, сульфидов и др. Измерения открытой пористости показали, что в породах с высоким содержанием углерода ее значения наиболее высоки – 2.70–7.49%. Магнитная восприимчивость шунгитсодержащих осадочных пород изменяется от 0 до $180 \cdot 10^{-5}$ СИ и определяется составом присутствующего ферромагнетика (пирротит, магнетит, гематит). Для шунгитсодержащих пород помимо присутствия шунгитового вещества характерна общая сульфидная минерализация (главным образом пиритовая), местами довольно значительная (вкрапленность, линзовидные конкреции, прожилки), что оказывает влияние на величину электрических параметров. Удельное электрическое сопротивление пород месторождения

Т а б л и ц а 23

Удельное электрическое сопротивление пород
месторождения Нигозеро

Породы	Количество измерений	ρ , Ом·м		
		от	до	среднее
Шунгитсодержащие сланцы	13	20	60	45
Аргиллиты	6	200	800	400
Моренные отложения	15	1300	6700	3500

малоуглеродистых пород Нигозеро определено по параметрическим ВЭЗ (табл. 23).

С повышением содержания шунгитового вещества в породе ее сопротивление уменьшается, так как ρ этого вещества составляет $(5 \pm 20) \cdot 10^{-4}$ Ом·м. Высокоуглеродистые шунгитсодержащие породы заонежской свиты характеризуются средним удельным сопротивлением 0,5–1 Ом·м при колебаниях от долей до нескольких сотен ом-метров. Поляризуемость пород колеблется от 0,2 до 86,7%, увеличиваясь с повышением содержания углерода и сульфидов. Поляризуемость шунгитсодержащих сланцев района оз. Викшозера изменяется от 0,59 до 13,2%, а диэлектрическая проницаемость, измеренная на низких частотах в диапазоне 60 Гц–20 кГц, составляет 4–24. Вмещающие шунгитовые сланцы диабазы характеризуются поляризуемостью от 0,2 до 12% ($\bar{\eta} = 2.3$) и удельным сопротивлением от 2500 до 20000 Ом·м.

В шунгитсодержащих сланцах с увеличением содержания углерода наблюдаются определенные изменения физических свойств: уменьшение плотности, повышение поляризуемости, диэлектрической проницаемости и электропроводности. Шунгитсодержащие породы обладают способностью создавать естественные электрические поля интенсивностью до 1 В.

Туфогенные породы появляются в составе верхней подсвиты заонежской свиты. Представлены они туфопесчаниками, туфоалевролитами, туфосланцами, туфами и т.д., также содержащими в основной массе шунгитовое вещество.

Физические свойства туфогенных пород несколько отличаются от свойств осадочных пород: они более плотные ($\bar{\rho} = 2.75$ г/см³), магнитные ($\bar{\chi} = 60 \cdot 10^{-5}$ СИ), обладают более низкой поляризуемостью ($\bar{\eta} = 0.6\%$), диэлектрической проницаемостью ($\bar{\epsilon} = 0.7$) и более высоким удельным электрическим сопротивлением.

Повышенная плотность туфогенных пород обусловлена пониженной пористостью ($K_{п,0} = 0.08 \pm 1.2\%$), присутствием в их составе пирокластического материала и более высоким содержанием карбоната, сфена, эпидота, турмалина и др.

Площадными петрофизическими исследованиями в районе озер Шайдомское, Викшозеро, Кедрозеро и других выявлена четкая за-

кономерность в распределении плотности от низов свиты к ее верхам, выражающаяся в ее постепенном росте (от 1.99 до 2.94 г/см³), обусловленном изменением состава пород по разрезу от терригенно-осадочных к туфогенным. Установлено также колебание плотности среди туфогенных пород как по латерали, так и по разрезу, что свидетельствует о неравномерном (пульсирующем) по площади и во времени поступлении туфогенного материала, т.е. устанавливается прямая зависимость плотности пород от режима вулканической деятельности.

Осадочные породы суйсарского разреза в составе нижней (суйсарской) свиты резко подчинены вулканогенным. Они представлены кремнистыми и пелитокремнистыми сланцами, алевролитом-аргиллитами в микро- и тонкослоистом чередовании с мелкозернистыми туффитами. В химическом составе осадочных пород основной объем занимают кремнезем и глинозем, поэтому они характеризуются меньшей плотностью ($\bar{\rho} = 2.70$ г/см³), чем вулканогенно-осадочные. Породы слабомагнитны (табл. 22).

Туфогенные породы в составе этой свиты представлены кристаллолитовитрокластическими туфами, туфосланцами, туфоалевролитами, туфопесчаниками и туфоконгломератами. Подавляющая масса образцов характеризуется плотностью в диапазоне 2.72-2.94 г/см³ ($\bar{\rho} = 2.83$ г/см³). Наблюдаемая плотностная дифференциация обусловлена вариациями минералогического состава: от менее плотных к более плотным разновидностям уменьшается содержание кварца, полевых шпатов, карбонатов, возрастает - эпидота, сфена, рудных минералов.

Петрофизическими исследованиями среди суйсарских вулканогенно-осадочных пород выявлены слабо- и сильномагнитные разновидности. Слабомагнитные образования развиты повсеместно, тогда как магнитные были выявлены лишь в пределах Кавгорской синклинали, где они через прослой туфоконгломератов залегают на слабомагнитных породах. Сходные по структурно-текстурным и петрографическим особенностям со слабомагнитными породами магнитные разновидности отличаются химическим составом и содержанием ферромагнитных минералов, обусловившими повышенную намагниченность пород и большую их плотность (рис. 41).

В слабомагнитных породах содержание первичных ферромагнитных минералов достигает 2%, но они интенсивно изменены - титаномагнетит почти нацело лейкоксенизирован, а магнетит окислен. В связи с этим магнитная восприимчивость пород низкая ($\bar{\chi} = 75 \times 10^{-5}$ СИ), $\bar{J}_n = 8 \cdot 10^{-3}$ А/м. Плотность изменяется в основном в пределах 2.70-2.90 г/см³, $\bar{\rho} = 2.80$ г/см³. Сильномагнитные породы обладают высокой магнитной восприимчивостью, достигающей $16000 \cdot 10^{-5}$ СИ ($\bar{\chi} = 4000 \cdot 10^{-5}$ СИ), и высокой остаточной намагниченностью ($\bar{J}_n = 875 \cdot 10^{-3}$ А/м). Сильная намагниченность обусловлена присутствием в составе пород магнетита, содержание которого по отдельным шлифам достигает 10%. Плотность магнитных пород также выше, в среднем на 0.1 г/см³ (табл. 22). Диф-

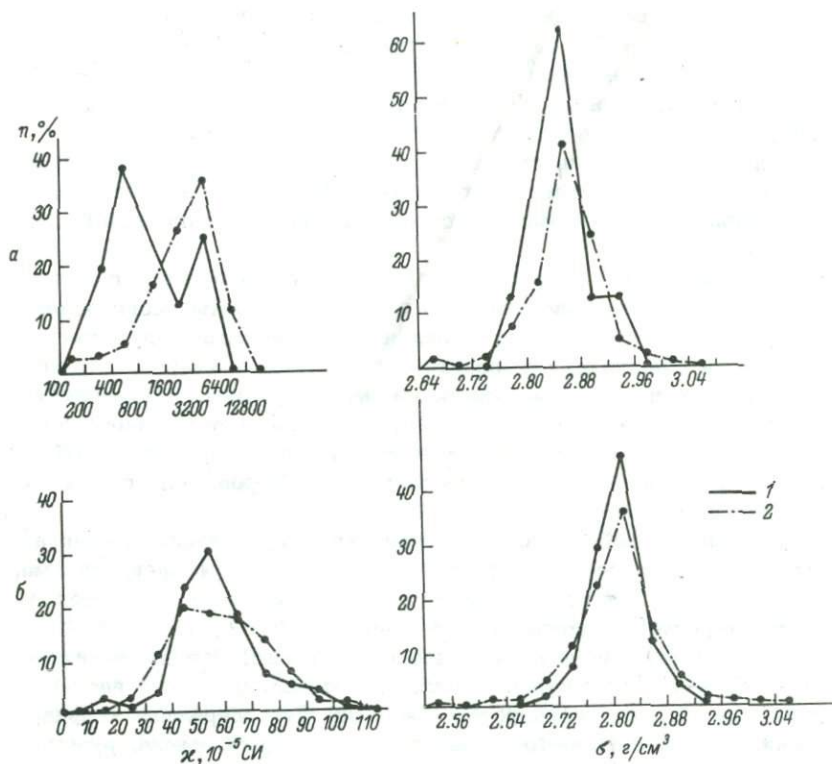


Рис. 41. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности суйсарских вулканогенно-осадочных магнитных (а) и слабомагнитных (б) пород Викшозерского участка.

1 - Кавгорская синклираль; 2 - Викшозерская синклираль.

ференциация физических свойств разнонамагниченных пород объясняется особенностями их химического состава. Для слабомагнитных пород устанавливается более высокое содержание кремнезема, CaO , но пониженное TiO_2 и суммарного железа. Отсюда их более низкая плотность. Пониженное содержание Fe_2O_3 , преобладание FeO над Fe_2O_3 (Fe^{3+}/Fe^{2+} в пределах 0,15-0,45) обуславливает несильные магнитные свойства. Для магнитных пород отношение $Fe^{3+}/Fe^{2+} > 1$.

Количественный спектральный анализ магнитных вулканогенно-осадочных пород выявил в них повышенное по сравнению с кларковым содержание ряда элементов: в 2-4 раза Cu, Ni, Co, Cr, Mn , в 10-15 раз V , - а также повышенные концентрации некоторых редких элементов. Аномальность физических свойств магнитных пород, обусловленная особенностями химического состава и геохимической специализации, более низкая степень их изменения, высокое

содержание и хорошая сохранность ферромагнетиков и, наконец, наличие в основании разреза прослоя туфоконгломератов свидетельствуют о специфических условиях формирования этих пород, что позволяет поставить вопрос о возможности выделения их в виде особого субфациального комплекса, более молодого относительно слабомагнитных пород.

Вышедежащая падасская свита сложена тонкомелкозернистыми аркозовыми, кварцево-сланцевыми и другими песчаниками и кварцито-песчаниками с обломками и прослоями черных глинистых сланцев, алевролитов и туффитов. Физические свойства изученных разновидностей близки. Все они имеют среднюю плотность 2,68–2,69 г/см³ и являются слабомагнитными (табл. 22).

Самая верхняя в суйсарском отделе бесовецкая свита сложена осадочными и вулканогенно-осадочными породами, строение ее по площади развития весьма изменчиво. На Кондопожском полуострове в разрезе свиты преобладают разнообразные туфогенно-песчано-алевритовые породы и туффиты. Плотность их выше плотности осадочных пород на 0,12 г/см³, составляя в среднем 2,72 г/см³. Все породы свиты слабомагнитны, однако для туфогенных пород σ выше в 2–3 раза, чем для осадочных. Колебание плотности осадочных пород связано с особенностями их состава и строения. Алевролиты и сланцы более плотные, чем песчаники, в которых примесь полевого шпата может снижать σ до 2,58–2,60 г/см³. Кварцевые песчаники имеют плотность 2,65–2,66 г/см³. Плотность пористых, выветрелых песчаников снижается до 2,40–2,55 г/см³. Дифференциация значений физических параметров, особенно резкая для плотности, обусловлена особенностями минералогического и химического составов осадочных и туфогенных пород. Повышенная плотность туфогенных пород обусловлена присутствием пирокластического материала.

Физические свойства пород падаасской и бесовецкой свит близки между собой, о чем свидетельствуют схожесть форм вариационных кривых. Характер кривых суйсарского отдела в целом (рис. 42) отражает смену их минералогического состава (от низов к верхам): постепенное понижение содержания в породах вулканогенного материала, а также рудных минералов, что выражается в сдвиге кривых в сторону уменьшения параметров. Левое крыло кривых распределения плотности пород бесовецкой и суйсарской свит сильно растянуто, что обусловлено разнообразием минералогического состава (от осадочных до туфогенных).

В результате петрофизических исследований установлена значительная дифференциация плотностных свойств пород данного блока. Предел изменения значений плотности составляет 0,50 г/см³.

Архейские гранитоиды, слагающие основание Онежской наложенной мульды, характеризуются устойчивыми значениями параметра плотности ($\bar{\sigma} = 2,68$ г/см³), в то время как разнообразные по составу образования ятулия-суйсария отличаются резко выраженной дифференциацией плотности, зависящей от их литологического состава: увеличение в разрезе доли основных вулканитов приводит

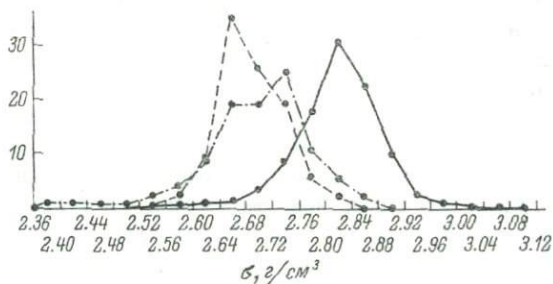
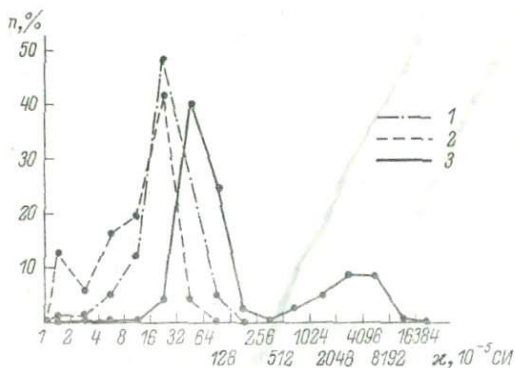


Рис. 42. Вариационные кривые магнитной восприимчивости и плотности суйсарских вулканогенно-осадочных и осадочных пород.

Свиты: 1 - бесовецкая, 2 - падасская, 3 - суйсарская.

к возрастанию значений плотности. Средневзвешенная плотность осадочно-вулканогенных образований Онежской мульды достигает 2.81 г/см^3 , т.е. их избыточная плотность по отношению к породам доятулийского основания составляет не менее 0.15 г/см^3 , что предопределяет возможность использования гравитационных аномалий при геологических построениях.

По магнитным свойствам породы блока более однородны, большая часть их слабомагнитна. Магнитные породы развиты локально. Они выделяются среди вулканогенных, реже туфогенных образований ятулийского, заонежского и суйсарского вулканических комплексов. В одних случаях эта намагниченность сохранилась с момента формирования пород, в других — была приобретена в результате различного рода вторичных процессов (серпентинизация, метасоматоз в зонах тектонических нарушений и т.п.).

Физические поля блока

Электрическое поле Центрально-Карельского блока характеризуется широкими (3–7 км) аномалиями проводимости, прослеживающимися в северо-западном направлении через весь блок. Аэроэлек-

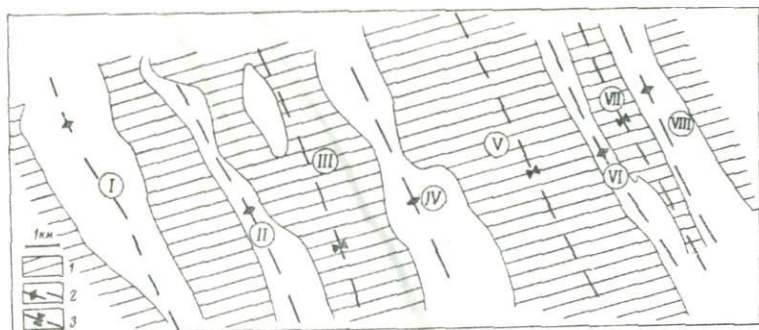


Рис. 43. Схема аномалий проводимости северо-восточной части Центрально-Онежского блока (по Г.М. Левину).

1 - зоны максимальной проводимости; 2 - оси антиклинальных складок; 3 - оси синклиналиных складок. Антиклинали: I - Уницкая, II - Большеонежская, IV - Ляликозерская, V1 - Великогубская, VIII - Хмельозерская; синклинали: III - Мягрозерская, V - Великогубская, VII - Яндомозерская.

троразведкой (руководитель Г.М. Левин) методом ВМП на частоте 1225 Гц такие аномалии выделены в восточной части блока, интенсивность аномалий по амплитудному параметру превышает 50%. Аномалии электропроводности приурочены к синклиналиным структурам блока (рис. 43), где широкое развитие получили шунгитсодержащие породы. Увеличением мощности именно этих образований, имеющих пониженное сопротивление, и объясняются интенсивные аномалии проводимости на относительно высоких частотах.

Мощность четвертичных отложений района невелика, а удельное электрическое сопротивление высокое, поэтому продольная проводимость этих образований не превышает 0,1 См (Голод, Лукашев, 1978).

Мощность осадочно-вулканогенных образований Онежской мульды оценивается примерно в 2 км, из них в синклиналиях 200-300 м приходится на долю шунгитсодержащих пород. Продольная проводимость разреза (при удельном электрическом сопротивлении шунгитсодержащих пород 0,5 Ом·м) в синклиналиях составит примерно 500 См, причем в центральной части блока, где развиты низкоуглеродистые разности шунгитов, продольная проводимость снижается до десятка сименс, а в восточной, где развиты высокоуглеродистые разности, может несколько превышать 500 См. Эти данные не противоречат оценке S , полученной на основе представления аномального поля блока как поля магнитного (Аномалии электропроводности, 1979).

Подстилают осадочно-вулканогенные образования Центрально-Онежского блока породы высокого сопротивления - гранитоиды, так

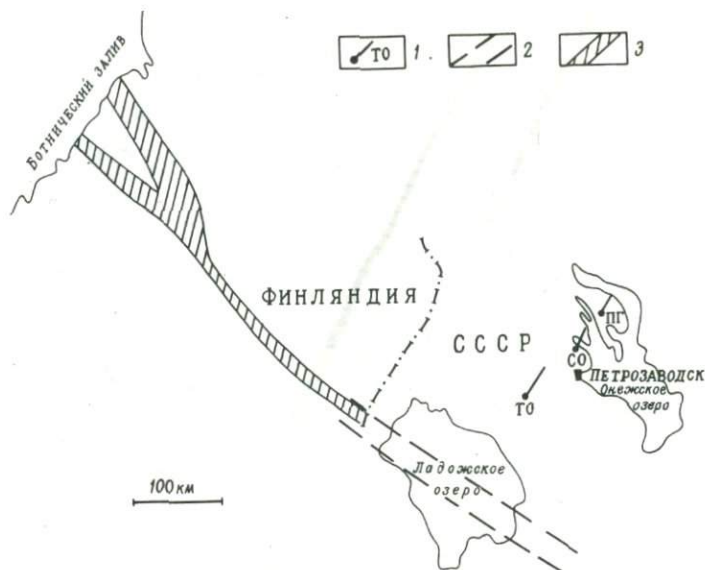


Рис. 44. Ладожская аномалия электропроводности (Аномалии..., 1979).

1 — точки наблюдения магнитовариационного профилирования; 2 — аномалия электропроводности; 3 — пояс сульфидных руд Финляндии.

как на относительно больших периодах влияния проводящих осадочно-вулканогенных образований на электрические поля не наблюдается. Это установлено экспериментом, проведенным Институтом геологии Карельского филиала АН СССР и Институтом геофизики АН УССР, которые выполнили синхронные магнитовариационные наблюдения в трех точках (рис. 44). Две из них расположены в пределах Центрально-Онежского блока в северо-восточной (ПГ-Пургинно) и юго-западной (СО-Сосновка) его частях и одна точка наблюдений за пределами блока к юго-западу от него (ТО-Топозеро).

Обработка материала выполнена путем сопоставления синхронно записанных вариаций и построения векторов Визе. В результате работы установлено, что компонента Z не изменяется в точках ПГ и СО, горизонтальные компоненты также не увеличиваются над Центрально-Онежским блоком, наоборот, вне его наблюдается увеличение D -компоненты на 10%. Следовательно, шунгитсодержащие породы блока не создают измеримой аномалии геомагнитных вариаций на периодах более 5 мин, что свидетельствует о небольшой глубинности аномалий электропроводности, связанных с шунгитсодержащими породами.

В то же время величина и направление векторов Визе (рис. 44) свидетельствуют о существовании в районе аномалии электропроводности глубинного характера, расположенной юго-западнее точек на-

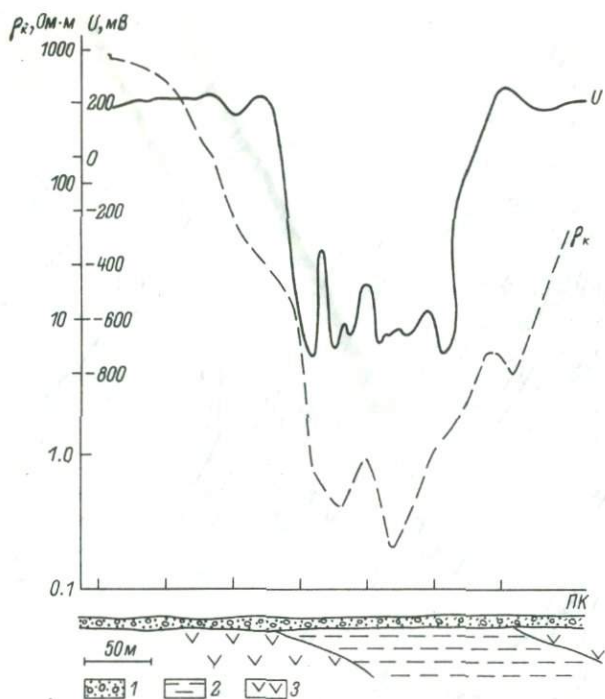


Рис. 45. Кривые ρ_k и U над пластом шунгитовых сланцев. 1 - четвертичные отложения; 2 - шунгитовые сланцы; 3 - диабазы.

блюдения. Эта аномалия, пересекающая Ладожское озеро, может быть обусловлена широким развитием электронно-проводящих образований, так как ее северо-западное продолжение совпадает с главным поясом сульфидных руд Финляндии.

Хорошая проводимость шунгитсодержащих пород позволяет применить для их поисков и разведки различные электроразведочные методы. Как было показано выше (рис. 43), аэроэлектроразведкой методом ВМП выделяются области преимущественного развития шунгитсодержащих пород. Выходы пластов этих пород под рыхлые отложения хорошо обнаруживаются комплексом методов естественного поля и электропрофилеирования по совпадению зон повышенной проводимости и отрицательных аномалий естественного электрического поля. Отрицательная интенсивность аномалий ЕП над пластами как высокоуглеродистых, так и малоуглеродистых шунгитсодержащих пород достигает -1000 мВ (рис. 45).

В связи с пологим залеганием шунгитовых образований для их прослеживания используется метод ВЭЗ (Семенов, 1980). Высокая поляризуемость этих пород дает основание использовать с этой целью метод ВЭЗ-ВП. Для корреляции шунгитоносных пластов в скважинах также используются электрические методы.



Рис. 46. Схема расположения осей магнитных аномалий Центрально-Онежского блока.

Оси аномалий: 1 - положительных, 2 - отрицательных. Антиклинали: 1, 13 - Уницкая, 3 - Ляликозерская, 5 - Великогубская, 7 - Хмельозерская, 9, 10 - Типиницо-Падмозерская, 12 - Кузарандовская; синклинали: 2 - Мягрозерская, 4 - Великогубская, 6 - Яндомозерская, 8 - Путкозерская, 11 - Толвуйская, 14 - Кавгорская (Мяндусельгско-Кулмукская).

Магнитное поле гранитоидов, обрамляющих Центрально-Онежский блок, пониженное, так как намагниченность их низка.

Магнитное поле самого блока характеризуется ясно выраженным северо-западным направлением простираения осей магнитных аномалий (рис. 46), согласным с направлением простираения геологических структур. Лишь в северо-западной части блока простираение части осей аномалий приближается к меридиональному.

Абсолютные значения величины ΔT_{α} в южной, а особенно в юго-восточной части блока значительно больше, чем в северной (перепад порядка 500 нТл), что, по-видимому, связано с крупной магнитной аномалией в Онежском озере к югу от Заонежского полуострова.

В восточной части блока (Заонежский полуостров) положительным аномалиям ΔT соответствуют, как правило, оси антиклинальных, а отрицательным — оси синклинальных складок. Так, осям положительных аномалий соответствуют оси Уницкой, Великогубской, Ляликозерской и других антиклиналей, а осям отрицательных аномалий — оси Мягрозерской, Яндомозерской, Толвуйской и других синклиналей (рис. 46), что связывается с большей мощностью слабomagнитных осадочно-вулканогенных образований в последних. Обширными отрицательными аномалиями ΔT относительной интенсивностью 150 нТл и площадью до 100 км² отмечаются шунгитоносные Мягрозерская и Путкозерская синклинали, аномалией до 50 нТл — Толвуйская синклиналь. Наиболее интенсивные положительные магнитные аномалии (до 1000 нТл) приурочены к Великогубской антиклинали (рис. 46), связаны они, по-видимому, с сильномагнитными габбро-диабазами, магнитная восприимчивость которых достигает $(3\div 4) \cdot 10^{-2}$ СИ (образцы взяты вблизи осей Типинице-Падмозерской и Хмельозерской антиклиналей). Некоторые скважины, пробуренные в районе осей Великогубской и Типинице-Падмозерской антиклиналей, также вскрыли сильномагнитные габбро-диабазы с магнитной восприимчивостью до $20 \cdot 10^{-2}$ СИ. Как отмечает Т.С. Игнатьева (1973), судя по форме аномалий ΔT , морфологически эти диабазы могут представлять собой кулисообразно расположенные дайкообразные тела субвертикального ладения. Возможно, эти диабазы заполняют тектонические зоны в местах переходов антиклинальных структур в синклинальные.

Для района характерны не сплошные, а прерывистые магнитные аномалии, что связывается с ундулирующей осей складок.

В западной части Центрально-Онежского блока выделяется магниторазведкой Кавгорская (Мяндусельгско-Куптумская) синклиналь, характеризующаяся частым чередованием положительных и отрицательных аномалий (рис. 46) интенсивностью $\pm 300-500$ нТл. Интенсивные узкие магнитные аномалии структуры связываются с вулканогенно-осадочными породами суйсарской свиты, которые в Кавгозерской синклинали характеризуются высокой магнитной восприимчивостью ($\bar{\alpha} = 4 \cdot 10^{-2}$ СИ).

Ультрабазитовые тела района озер Кончозера и Гомсельгского отмечаются небольшими по площади, но интенсивными аномалиями (превышающими 1000 нТл) магнитного поля.

Данные магниторазведки наряду с использованием при геологическом картировании необходимо учитывать при выделении площадей развития шунгитосодержащих пород, а также тел сильномагнитных диабазов, с которыми связаны повышенные концентрации некоторых редких элементов (Игнатьева, Бугров, 1974; Кищенко, 1974), а возможно, и медных руд.

Поле силы тяжести Центрально-Онежского блока предопределяется строением основной его геологической структуры — Онежской наложенной мулды. В региональном гравитационном поле блоку отвечает относительная положительная аномалия третьего порядка, в значительной степени осложненная аномалиями более высоких

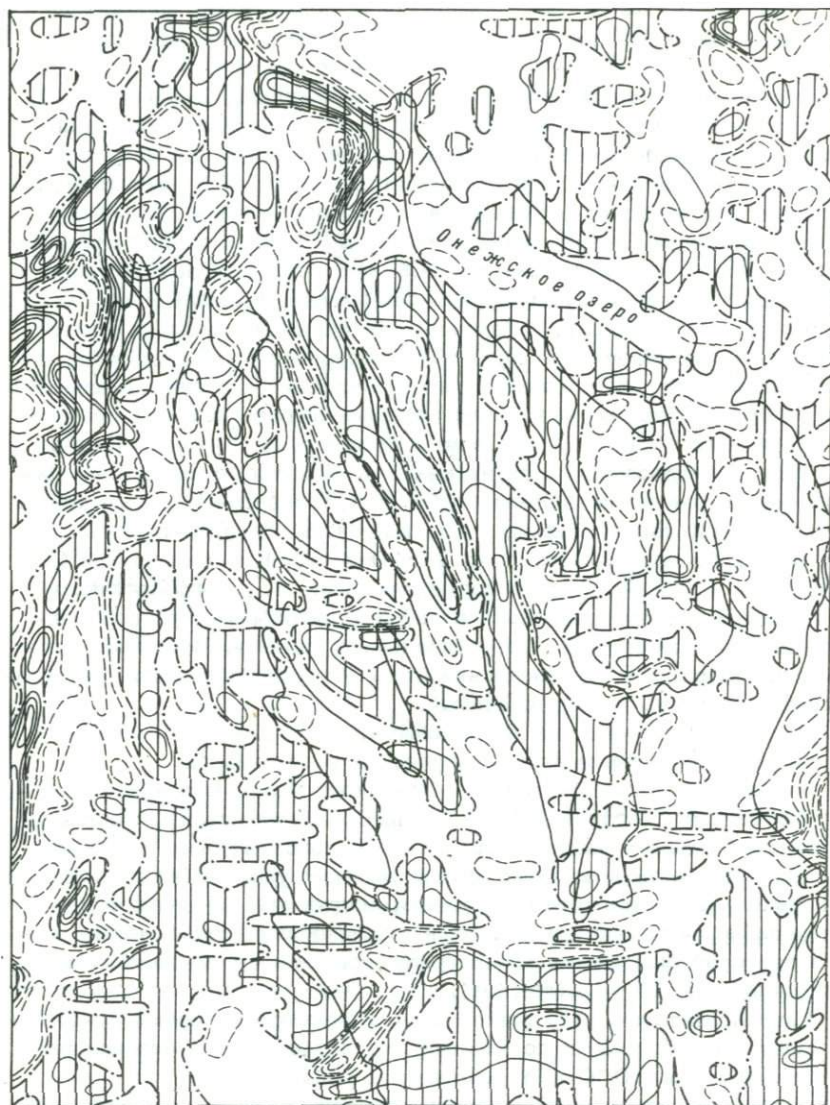


Рис. 47. Схема второй вертикальной производной поля силы тяжести Центрально-Онежского блока.

1 - положительные значения; 2 - отрицательные значения.

порядков. На карте второй вертикальной производной силы тяжести (рис. 47) устанавливается система чередующихся линейных положительных и отрицательных аномалий g'_{zz} преимущественно северо-западного простирания. Каждая из этих аномалий характеризуется наличием нескольких эпицентров. Общая северо-западная ориентировка локальных аномалий нарушается в юго-западной части блока (к западу от Кондопожской губы Онежского озера). Здесь отмечается постепенное изменение ориентировки осей аномалий от северо-западного до субширотного направления. Наиболее ярко система субширотных аномалий просматривается в южной части блока вдоль линии г. Петрозаводск-южная оконечность о. Клименецкого. Прерывистая зона субширотных аномалий устанавливается по широте г. Кондопоги. Более сложная морфология гравитационных аномалий характерна и для северного побережья Повенецкого залива Онежского озера.

Строение блока по геолого-геофизическим данным

Центрально-Онежский блок отчетливо обособляется в потенциальных геофизических полях. Наиболее ярко границы блока проявлены в разделяющих трансформациях поля силы тяжести. Западная его граница совпадает с Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной и проходит вдоль Маньгинской ветви осадочно-вулканогенных образований лопия через оз. Пальеозеро до Кумсинской структуры, северная граница блока прослеживается через Кумсинскую структуру по северному побережью Повенецкого залива, а восточная — вдоль восточного берега Заонежского залива. На юге граница блока по геофизическим данным прослеживается в субширотном направлении через г. Петрозаводск, южную оконечность о. Клименецкого до восточного берега Онежского озера, несколько севернее устья р. Водлы.

Онежская структура, которая является основным элементом геологического строения блока, представляет собой наложенную мульду, заложение которой произошло в период тектонической активизации в начале среднего ятулия (Соколов и др., 1970; Этапы..., 1973) в пределах южного склона Северо-Онежского выступа. Причиной тектонической активизации несомненно явились процессы, происходящие в глубинных зонах земной коры и верхней мантии. В результате Онежская структура оказалась ограничена зонами разломов и уже с самого начала своего формирования ее жесткое консолидированное основание было разбито системой разломов на блоки, которые в конседиментационный период испытывали погружение с различными скоростями и амплитудами. В зонах разломов, вероятно, формировались эпицентры вулканических очагов и, кроме того, они сами являлись путями многократного поступления лавового и пирокластического материала из глубинных зон земной коры.

Контуры Онежской наложенной мульды, установленные в результате геологических исследований, как уже указывалось, находят четкое отражение в потенциальных геофизических полях (особенно

в гравитационном) и ярко проявлены над водами Онежского озера.

Прежде чем перейти к рассмотрению внутреннего строения Онежской мульды, следует остановиться на возможном составе фундамента ее осадочно-вулканогенных образований. Для структуры в целом, по сравнению с Северо-Онежским блоком, представленным в основном породами кислого состава, характерно некоторое повышение интенсивности поля силы тяжести. Однако такая интенсивность Центрально-Онежской аномалии Δg , как будет показано ниже, вполне удовлетворительно объясняется плотностью осадочно-вулканогенных образований ятулия и суйсария. По имеющимся геологическим материалам и характеру потенциальных полей можно достаточно уверенно предполагать, что основание Онежской мульды сложено преимущественно кислыми породами (граниты, гранито-гнейсы, мигматиты), имеющими довольно узкий диапазон значений плотности ($\sigma = 2.65 \div 2.68 \text{ г/см}^3$). Эти породы оказывают влияние лишь на общий уровень гравитационного поля. Локальные же аномалии силы тяжести обусловлены, с одной стороны, вещественным составом пород, слагающих Онежскую мульду, а с другой — особенностью ее внутренней структуры.

Качественный анализ морфологии и интенсивности аномалий второй вертикальной производной силы тяжести, их пространственного распределения и сочленения друг с другом с привлечением геологических материалов позволяет констатировать, что указанные аномалии отражают внутренние структурные элементы высоких порядков Онежской наложенной мульды. Характерной чертой складчатых структур является их брахиморфность. По своим морфологическим особенностям складки Онежской мульды относятся к типу „сундучных“, „приразломных“ или „штамповых“ (Соколов и др., 1970). Следовательно, большая роль в формировании складок как в конседиментационный, так и в постседиментационный этапы развития Онежской структуры принадлежала разрывным нарушениям. Система разрывных нарушений, по которой происходило опускание отдельных блоков докембрийского основания структуры, была активной в течение всей истории развития Онежской мульды.

Как показали результаты исследований физических свойств пород, слагающих Центрально-Онежский блок, наиболее четкая дифференциация устанавливается в параметре плотности, отражающем их вещественный состав. Так, породы доятулийского основания, представленные преимущественно кислыми разновидностями, имеют плотность $2.65-2.68 \text{ г/см}^3$. В то же время в составе пород, слагающих Онежскую мульду, существенная роль принадлежит эффузивным и интрузивным образованиям основного состава с плотностью $2.88-3.10 \text{ г/см}^3$. Расчеты показывают, что средневзвешенная плотность ятулийско-суйсарских осадочно-вулканогенных образований колеблется в пределах $2.80-2.85 \text{ г/см}^3$, т.е. их избыточная плотность по отношению к породам доятулийского основания составляет не менее $0.15-0.20 \text{ г/см}^3$. Такой избыточной плотности вполне достаточно для появления относительного максимума поля силы тя-

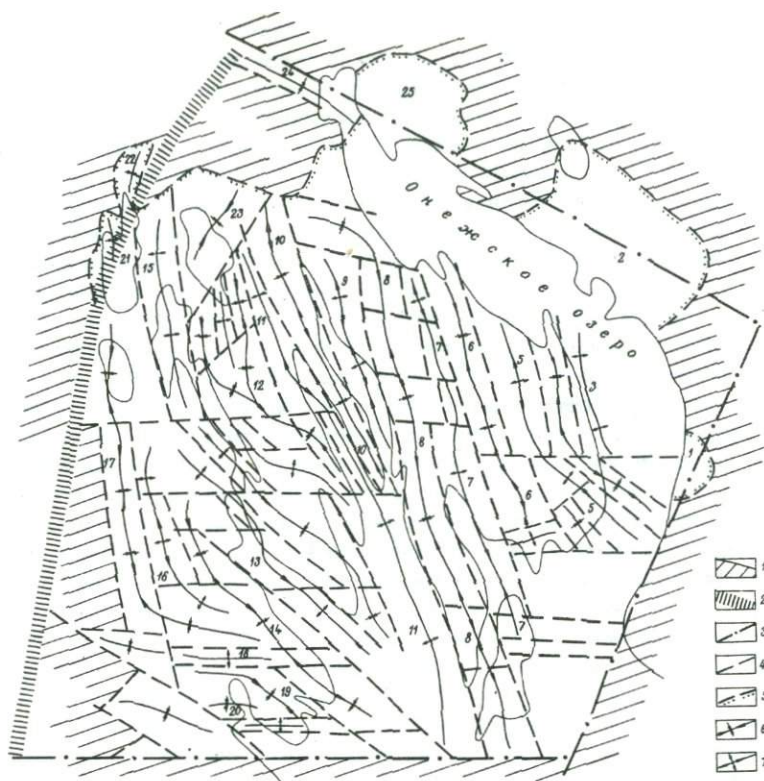


Рис. 48. Схема блокового строения Центрально-Онежского блока.

1 - доятулийское основание (гранито-гнейсы, мигматиты); 2 - зона глубинного разлома, ограничивающая Хаутаваарско-Выгозерскую мобильно-проницаемую зону; 3 - межблоковые глубинные разломы; 4 - внутриблоковые разломы; 5 - границы геологического несогласия; 6 - оси синклиналей; 7 - оси антиклиналей; синклинали (цифры на схеме): 1 - Пяльмская, 2 - Кочкомская, 4 - Толвуйская (Загорская), 6 - Путкозерская, 8 - Мягрозерская, 10 - Викшозерская, 12 - Мяндусельгско-Кулмукская, 14 - Сунская, 17 - Укшезерская, 19 - Уросозерская, 20 - Соломенская, 21 - Салвиламбинская, 22 - Карташинская, 23 - Ялгамская, 24 - Кумсинская, 25 - Лумбушская; антиклинали: 3 - Кузарандская, 5 - Падмозерская, 7 - Святухинская, 9 - Уницкая, 11 - Лижемская, 13 - Кондопожская, 15 - Белогорская, 18 - Сургубская.

жести, наблюдаемого над Онежской структурой в целом. Сложное сочетание складчатых структур высоких порядков предопределяет дифференциацию локальной составляющей поля силы тяжести. В связи с этим за основу тектонических построений из геофизических материалов принята схема второй вертикальной производной силы тяжести (рис. 47). Схема аномального магнитного поля играет роль дополнительной информации. С использованием известных признаков выделения разрывных нарушений по геофизическим материалам составлена схема блокового строения дотаулийского основания Онежской структуры (рис. 48). Пространственно системам относительно поднятых блоков основания соответствуют антиклинальные структуры в осадочно-вулканогенной толще, а системам опущенных блоков — синклинальные структуры „штампового“ типа.

На схеме блокового строения дотаулийского фундамента отчетливо проявляются основные черты Онежской структуры, имеющей в плане неправильно-овальную форму, вытянутую в северо-восточном направлении. Наиболее ярко фиксируется система нарушений северо-западного направления, являющихся по отношению к длинной оси структуры диагональными. Меньшее развитие получили разрывные нарушения субширотной ориентировки, играющие существенную роль в юго-западной части структуры. Созданная система блоков предопределила основные черты формирования осадочно-вулканогенных образований в ятулийское и суйсарское время, а также характер и морфологию складчатых структур. При этом многие разрывные нарушения, особенно северо-западного, а в юго-западной части и субширотного простираения, по условиям своего развития являются сквозными, т.е. нарушают сплошность осадочно-вулканогенных образований и фиксируются геолого-геоморфологическими методами на уровне современного эрозионного среза.

Сложный рисунок аномалий силы тяжести разделяющего характера объясняется особенностями внутреннего строения осадочно-вулканогенных образований Онежской структуры. В связи со спецификой формирования складчатых структур („штамповые“ складки) в ядрах антиклинальных складок в современном эрозионном срезе мощность осадочно-вулканогенных образований, перекрывающих дотаулийское основание, значительно меньше, чем в ядрах синклинальных складок. В то же время породы, слагающие Онежскую мульду, обладают избыточной плотностью ($\sigma_{изб} = +0,15 \pm 0,20 \text{ г/см}^3$) по сравнению с породами основания. Локальный гравитационный эффект предопределяется количественным (объемным) соотношением осадочно-вулканогенных образований в антиклинальных и синклинальных складках. Эти обстоятельства приводят к тому, что складчатые структуры Онежской мульды и блоки дотаулийского основания находят отражение в гравитационном и магнитном полях. При этом антиклинальные складки, в ядрах которых уменьшена мощность осадочно-вулканогенных пород, а относительно легкие породы основания приближены к дневной поверхности, в локальном гравитационном поле отмечаются отрицательными аномалиями. Синклинальные же складки с увеличенной мощностью плотных осадочно-вулканогенных

пород и более глубоким залеганием легких пород основания фиксируются положительными аномалиями g_{zz} . По интенсивности локальных аномалий можно судить как об относительном гипсометрическом уровне блоков дотаулийского основания, так и о характере ундуляции осей складчатых структур. Положение отдельных эпицентров аномалий в плане дает информацию о виргации осей складок. Используя отмеченные особенности, на схеме блокового строения дотаулийского основания Онежской мульды мы показали оси антиклинальных и синклинальных структур с элементами их пространственного положения (ундуляция, виргация) по геофизической съемке.

Не останавливаясь на подробном описании выделенных складчатых структур, отметим, что сопоставление результатов интерпретации аномалий потенциальных полей с геологическими материалами свидетельствует о хорошем их совпадении. Так, практически все геологически установленные складчатые структуры в пределах Западного Прионежья и Заонежья нашли четкое отражение в гравитационном и магнитном полях. Кроме того, интерпретация гравитационных аномалий на площади, покрытой водами Онежского озера, в значительной мере дополняет геологические материалы и позволяет получить более полное представление о внутреннем строении Онежской структуры.

Следует подчеркнуть приуроченность линейных интенсивных положительных магнитных аномалий к местам сопряжений антиклинальных и синклинальных складок, соответствующих границам блоков дотаулийского основания и являющихся зонами разрывных нарушений. Эти данные свидетельствуют о наличии в осадочно-вулканогенной толще крутопадающих магнитных объектов. В связи с этим такие аномальные зоны могут являться интересными поисковыми объектами с возможно рудной их природой.

Таким образом, приведенные материалы показали высокую эффективность совместной интерпретации потенциальных полей и петрофизических данных при геологических построениях в структурах типа Онежской наложенной мульды.

СЛОИСТО-БЛОКОВОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ
КАРЕЛИИ

Изучение глубинного строения земной коры Карелии представляет большой интерес в связи с выяснением взаимосвязи глубинных структур и эндогенных процессов со структурами верхней части разреза.

В последние годы концепция слоисто-блокового строения земной коры и верхней мантии становится одним из ведущих теоретических направлений в геологии и геофизике (Белоусов, 1958, 1975; Хайн, 1958; Пейве, 1967, и др.). Эта концепция подчеркивает основную форму делимости литосферы по субвертикальным и субгоризонтальным границам раздела, на которых происходят скачкообразные изменения термодинамических и физико-химических свойств вещества литосферы. Эти изменения отчетливо фиксируются различными геофизическими методами в таких параметрах, как плотность, намагниченность, электропроводность, скорость прохождения упругих колебаний и др. В геолого-геофизическом аспекте проблема делимости литосферы связана, с одной стороны, с выделением блоковых структур, а с другой — с обоснованием субгоризонтальной расчлененности этих блоковых структур.

Для Карельского региона Балтийского щита в результате работ Западного геофизического треста (ЗГТ) наиболее полные и подробные сведения получены о характере распределения потенциальных геофизических полей (гравитационного и магнитного). Крайне недостаточно изучено глубинное строение земной коры Карелии методами сейсморазведки (ГСЗ). В последние годы стали проводиться исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии методами электроразведки (магнитотеллурические зондирования).

Вопросы геологического истолкования результатов геофизических исследований, в частности гравитационных и магнитных аномалий, были впервые поставлены и изучены А.Д. Архангельским, затем получили свое дальнейшее развитие в работах Э.Э. Фотиади (1958) и В.В. Федькинского (1964). В сущности, этими исследователями впервые разработана теория качественной геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий, которая сыграла большую роль в познании геологического строения земной коры. В основе этой теории совместного анализа геологических и геофизических данных лежит принцип аналогий: если для хорошо

изученного в геологическом отношении района установлены закономерности и характер связи между геологическими элементами земной коры и геофизическими аномалиями, то по аналогичным гравитационно-магнитным ситуациям можно прогнозировать искомые геологические элементы для районов, недоступных непосредственному изучению.

Дальнейшее повышение эффективности геофизических методов исследований для целей геологической интерпретации стало возможно на базе использования электронно-вычислительной техники (ЭВМ). Основной смысл использования ЭВМ в практике геологической интерпретации геофизических данных заключается в том, что на основе новых технических возможностей были разработаны качественно новые способы и методы их количественной интерпретации. Однако исследования в области количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий показали, что создать универсальный машинный метод интерпретации невозможно: в различных физико-геологических условиях необходимы разные методы интерпретации.

Значительная работа по геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий проведена в последние годы исследователями восточной части Балтийского щита (Литвиненко, 1963; Цирюльников и др., 1968; Глубинное строение земной коры..., 1968; Строение континентальной земной коры..., 1974; Поротова и др., 1976; Земная кора..., 1978; Металлогения..., 1980; Свириденко, 1980, и др.). В этих работах рассматриваются многие важные и сложные вопросы глубинного строения земной коры и металлогенической специализации слагающих ее структурно-вещественных комплексов. В аспекте дальнейшего повышения эффективности геофизических исследований возникла необходимость проведения качественной и количественной интерпретации потенциальных геофизических полей в более детальном масштабе на базе использования ЭВМ.

Методика совместного анализа геолого-геофизической информации включала следующие главные моменты (Гришин, 1978).

1. Статистический анализ результатов определения физических свойств пород, т.е. формирование количественных представлений о плотностной и магнитной модели среды. Решение этих вопросов облегчается в связи с обобщением петрофизических данных и выходом в свет петроплотностной и петромагнитной карт под редакцией Н.Б. Дортман (1978).

2. Оптимальные трансформации гравитационного и магнитного полей, а в необходимых случаях геологическое редуцирование гравитационного поля.

3. Прогнозирование глубин залегания основных геоплотностных границ раздела земной коры на основе корреляционно-регрессивного анализа для всей территории Карелии.

4. Составление плотностной модели земной коры, а также структурно-тектонические построения на уровне современного эрозионного среза.

Ниже остановимся на главных чертах строения земной коры Карелии, вытекающих из анализа геолого-геофизической информации

на основе использования электронно-вычислительной техники с применением систем программ, разработанных под руководством Г.И. Каратаева (Автоматизация..., 1974).

А н а л и з н а б л ю д е н н о г о и т р а н с ф о р м и р о в а н н о г о п о л я с и л ы т я ж е с т и

Строение гравитационного поля на территории Карелии неоднократно рассматривалось и освещалось в литературе (Шустова и др., 1973; Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978, и др.). Однако представляется целесообразным рассмотреть важнейшие особенности морфологии поля силы тяжести, его характеристику в целом, а также дать анализ интегрирующих и дифференцирующих трансформаций, что вытекает из необходимости решения поставленных перед настоящим исследованием задач, т.е. геологической интерпретации аномального поля силы тяжести с целью нахождения геологических источников распределения масс в разрезе земной коры. Хорошо известно, что гравитационное поле отражает интегральный эффект плотностных неоднородностей как верхней части разреза земной коры, так и глубинных ее слоев. В связи с этим морфология наблюдаемого поля силы тяжести характеризуется чрезвычайной сложностью, наличием аномалий разных порядков, обусловленных различными порядками аномалиеобразующих объектов.

При анализе исходных данных о распределении аномалий силы тяжести в Карелии просматривается наличие медленно изменяющихся компонент — региональных аномалий, на фоне которых проявлена переменная часть поля — локальные аномалии, осложняющие общую региональную картину поля. В гравитационном поле Карелии фиксируются три ярко выраженные региональные аномалии I порядка со значительными краевыми градиентными зонами. Для этих региональных аномалий характерны в общем северо-западная ориентировка и значительные размеры в плане. Каждая из этих аномалий прослеживается за пределы Карелии на северо-запад и юго-восток. Вдоль Карельского побережья Белого моря, с эпицентром в районе Соловецких островов, фиксируется относительный максимум поля силы тяжести, соответствующий области развития архейских глубокометаморфизованных супракрустальных образований беломорской серии. С юго-запада к этой аномалии примыкает региональный относительный минимум силы тяжести, охватывающий значительную часть западной, центральной и юго-восточной Карелии и отвечающий развитию верхнеархейских (лопийских) и нижнепротерозойских сумийско-сариолийских, ятулийских и суйсарских осадочно-вулканогенных образований. Крайняя юго-западная часть Карелии, охватывающая область развития свекофенской Ладжской подвижной зоны, фиксируется относительным максимумом силы тяжести.

В то же время отмечается сложная конфигурация изолиний наблюдаемого поля, выраженная в их сгущении (гравитационные сту-

пени), появлении заливообразных изгибов, пережимов и т.п. Устанавливаются также локальные аномалии со сложной морфологией и пространственным распределением. В силу этого геологическая интерпретация наблюдаемого гравитационного поля без какой-либо его предварительной обработки сопряжена со значительными трудностями, поэтому осуществлен целый ряд трансформаций поля силы тяжести по программе „Потенциал-2” на ЭВМ „Минск-32” (Автоматизация..., 1974), которые носят как сглаживающий, так и разделяющий характер. При этом следует отметить, что принятый нами уменьшенный шаг дифференцирования исходных гравиметрических данных позволил получить достаточно подробные трансформированные карты поля силы тяжести и сохранить все детали, зафиксированные в наблюдаемом поле. Как показал опыт, такой шаг дифференцирования является оптимальным и дает возможность извлечь максимальную информацию о плотностных неоднородностях самой верхней части разреза, т.е. перейти от физического поля к элементам геологического строения.

Хорошо известно, что аналитическое продолжение поля Δg в верхнее полупространство обеспечивает информацию о характере влияния глубоких геологических границ раздела и позволяет получить „ход” регионального фона.

Рассмотрим характер изменения гравитационного поля с увеличением высоты пересчета, а главным образом выясним, в какой степени отображаются известные по геологическим данным структурные элементы разных порядков на картах трансформированных полей.

На схемах распределения региональных аномалий (высоты пересчета 25.0, 20.0 км) выделяются три аномалии (Беломорская, Карельская, Ладжская) I порядка, отвечающие крупным структурным элементам (рис. 49, 50). Сочленение этих структурных элементов фиксируется зонами отчетливых градиентов (гравитационные ступени). Природа таких ступеней связывается с зонами разломов земной коры, характеризующимися длительностью и многостадийностью развития и большой глубиной заложения (Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978).

На схемах региональных аномалий (высоты пересчета 15.0, 10.0 км) помимо отмеченных выше градиентных зон менее заметно, но достаточно надежно выделяется несколько других градиентных зон, связанных с крупными тектоническими нарушениями, обособляющими структуры II порядка. Одной из ярких особенностей поля Δg , трансформированного на высоты 10.0 и 15.0 км (рис. 51, 52), является наличие дополнительной гравитационной площадки в пределах Карельской региональной аномалии I порядка, которая почти непрерывно прослеживается вдоль градиентной зоны Беломорской аномалии и геологически отвечает развитию верхнеархейских-нижнепротерозойских структур, сложенных осадочно-вулканогенными образованиями лопия-суйсария (структуры Ветреного пояса, Лехтинская, Гайкольско-Шомбозерская и др.).

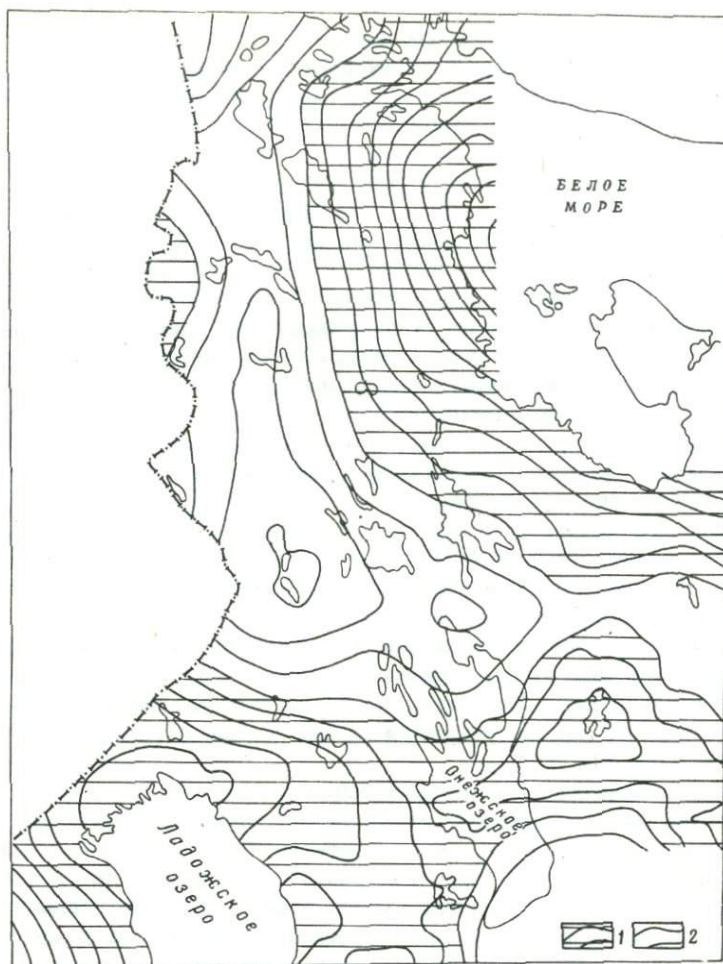


Рис. 49. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 25 км.

1 - относительный максимум; 2 - относительный минимум.

На схемах региональных аномалий (высоты пересчета 7,5, 5,0 км) по градиентным зонам и морфологическим особенностям гравитационных аномалий наблюдается дальнейшее обособление структурно-тектонических элементов земной коры II порядка, а также происходит отчетливое расчленение по полю силы тяжести верхней части земной коры на структуры III порядка (рис. 53, 54). Границы раздела между этими элементами могут аппроксимироваться зонами разломов.

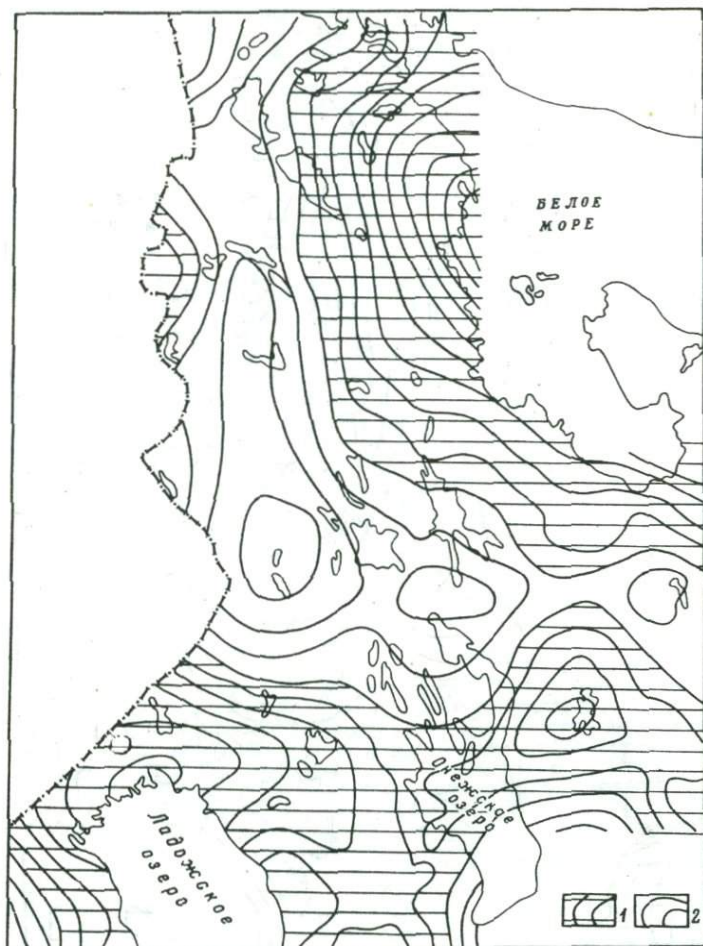


Рис. 50. Схемы региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 20 км.

1 – относительный максимум; 2 – относительный минимум.

Наконец, на схеме региональных аномалий Δg (высоты пересчета 2.5 км) находят отражение локальные близповерхностные структурные элементы (рис. 55). С целью корреляции поля Δg с особенностями геологического строения самой верхней части разреза земной коры (уровень современного эрозионного среза) осуществлен анализ трансформант поля силы тяжести разделяющего характера (карты вертикальных производных, локальных аномалий Δg с оптимальными радиусами осреднения 10 и 50 км). Разделяющие трансформации использовались с целью более четкого, рельефного проявления качественной картины поля. Сопоставление этих

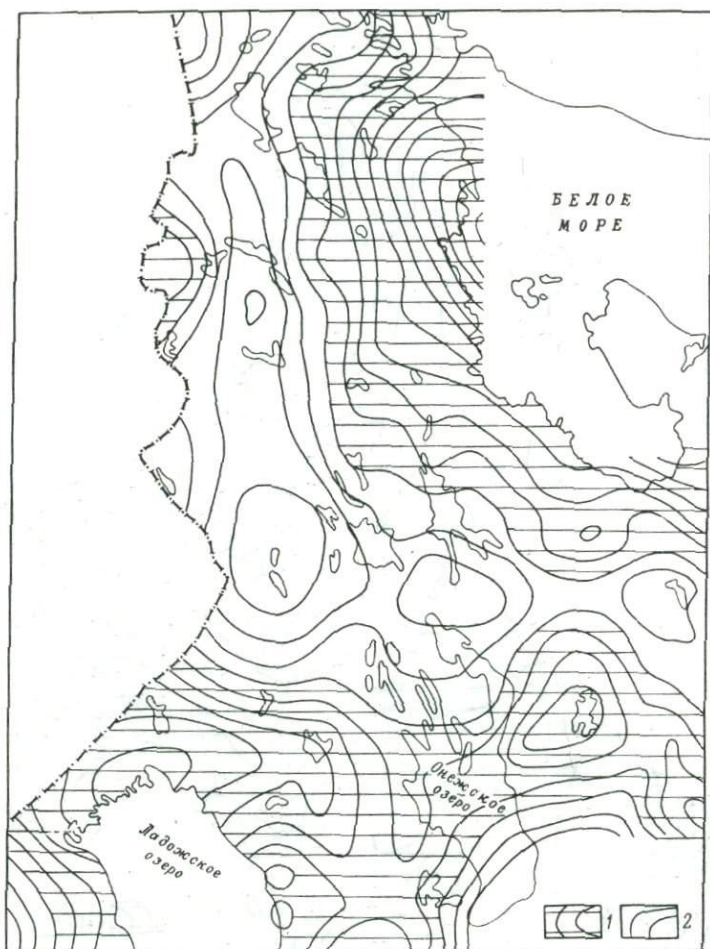


Рис. 51. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 15 км.

1 - относительный максимум; 2 - относительный минимум.

карт друг с другом позволило сделать заключение об одинаковой информативности по выявлению плотностных, а следовательно, и геологических неоднородностей на современном эрозионном срезе. В целом эти карты (рис. 56) характеризуются чрезвычайно сложной дифференциацией аномалий по их морфологии, площадному размещению, пространственным соотношениям друг с другом и отражают плотностную и соответственно структурно-вещественную не-

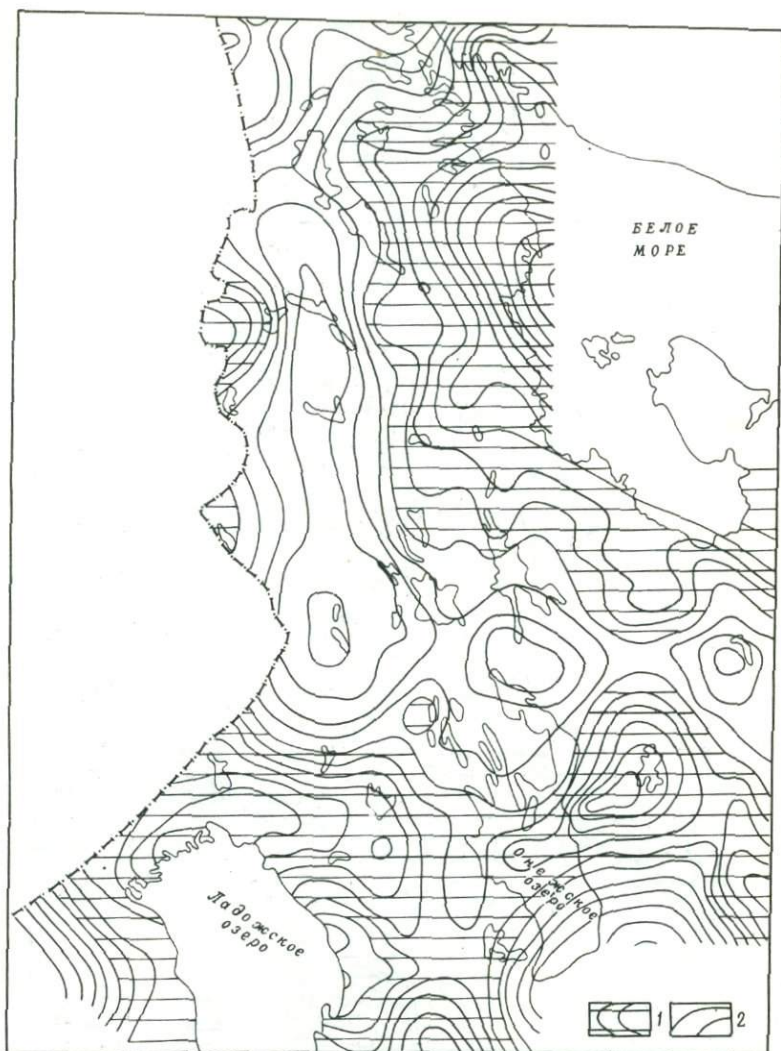


Рис. 52. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 10 км.

1 - относительный максимум; 2 - относительный минимум.

однородность геологического строения Карелии. На основании совместного анализа карт разделяющих трансформаций и имеющихся материалов по магнитной съемке и геологическому строению отчетливо устанавливается корреляционная связь между геологическими элементами и аномалиями потенциальных полей.

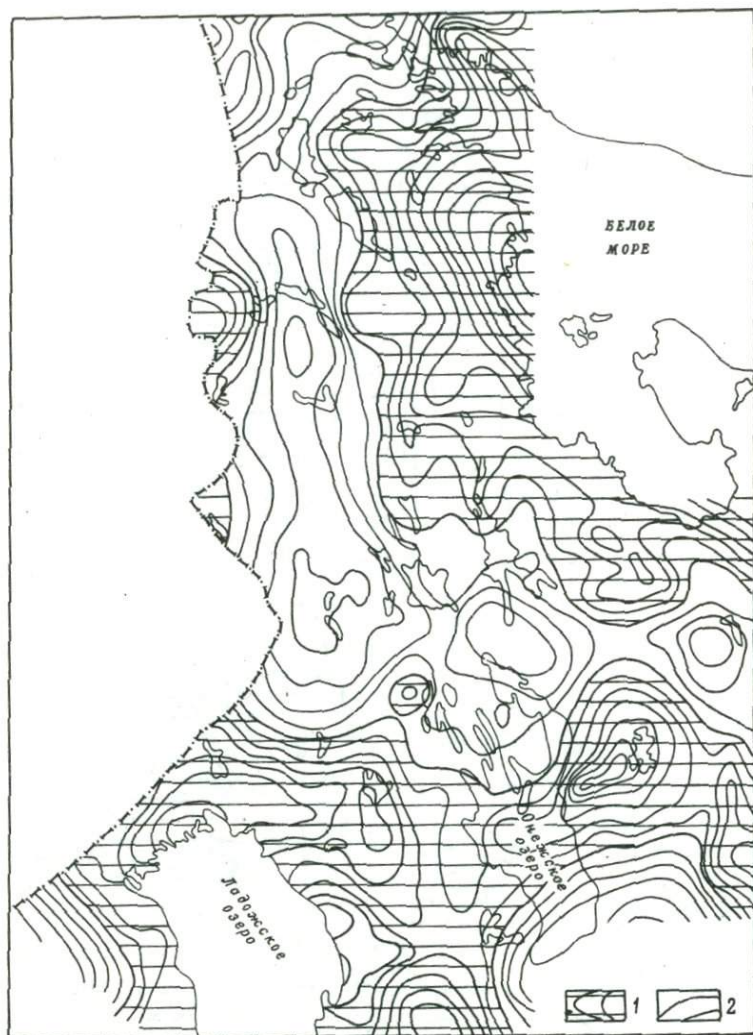


Рис. 53. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 7.5 км.

1 – относительный максимум; 2 – относительный минимум.

Б л о к о в о е с т р о е н и е з е м н о й к о р ы

Блоковое строение земной коры Балтийского щита в настоящее время признается большинством исследователей. Вопросы выделения крупных блоковых структур земной коры тесно связаны с проблемой ее геологической анизотропии. В этом отношении определяющее значение для современной геотектоники имеет вывод о дискрет-

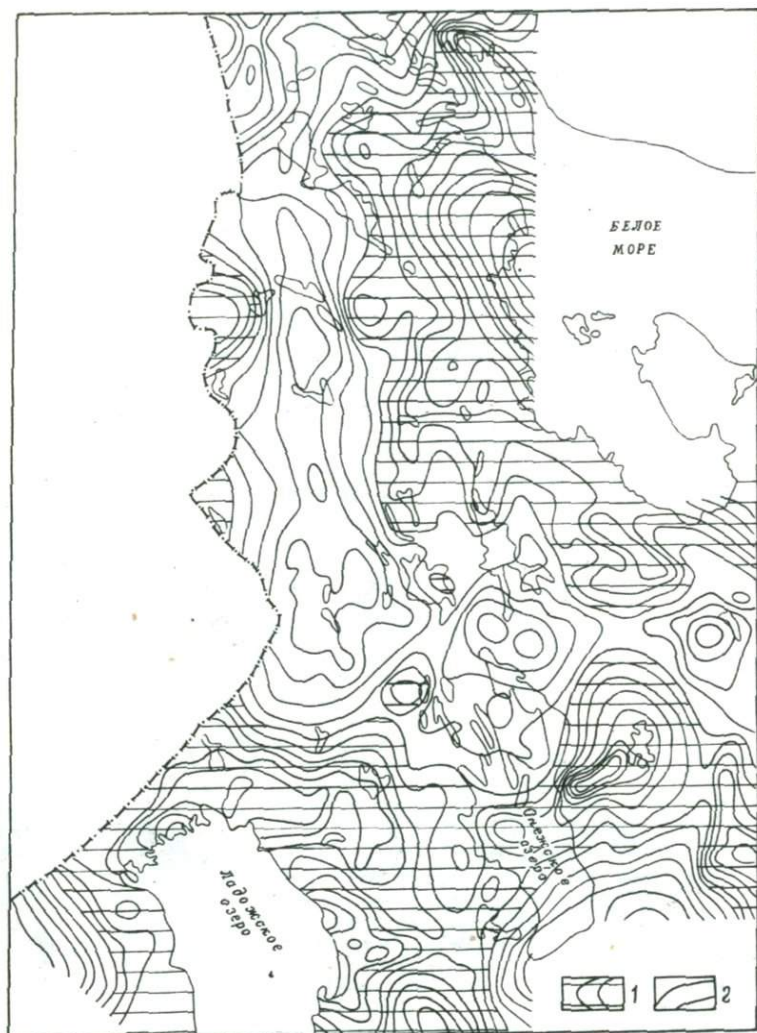


Рис. 54. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 5 км.

1 - относительный максимум; 2 - относительный минимум.

ности строения литосферы, нашедший отражение в работах В.В. Белоусова (1975), Л.И. Красного (1967, 1972), А.В. Пейве (1967) и др. В этих работах в синтезированном виде обобщены материалы о системах региональных зон глубинных разломов, представляющих собой планетарную сеть ограничений блоковых структур разных порядков. Зоны глубинных разломов в целом хорошо проявлены на поверхности по комплексу геолого-геофизических признаков. Этим зо-

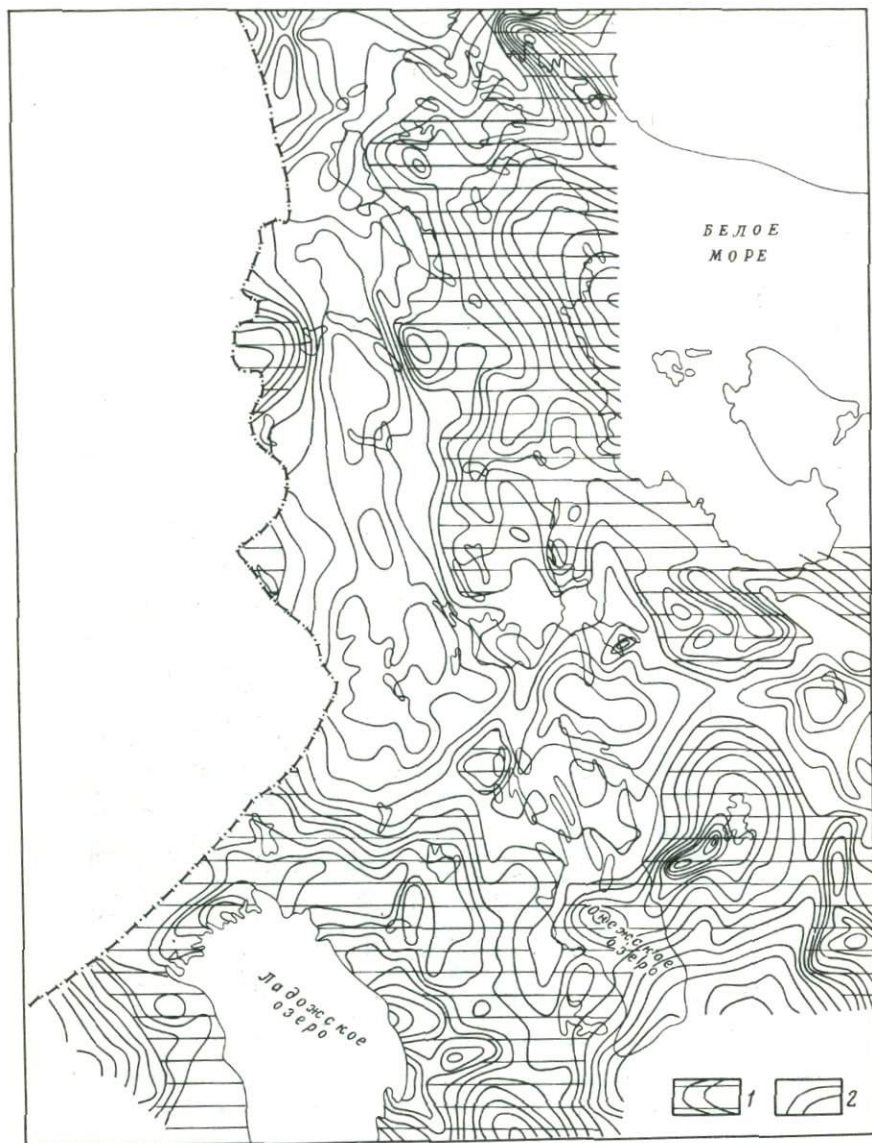


Рис. 55. Схема региональных аномалий силы тяжести, трансформированных в верхнее полупространство на высоту 2,5 км.

1 - относительный максимум; 2 - относительный минимум.

нам всегда уделялось самое пристальное внимание и они подробно освещены в литературе. Блочные же структуры земной коры, ограниченные зонами глубинных разломов, изучены недостаточно полно.



Рис. 56. Схема второй вертикальной производной силы тяжести.
 1 - положительные аномалии; 2 - отрицательные аномалии.

В настоящее время не существует общепризнанной классификации блоковых структур и термин „геоблок“ не имеет единого понятия. Наиболее полное современное геологическое понятие „Геоблок“ сформулировано Л.И. Красным (1972). Геоблок - это глыбовый элемент тектоносферы, отражающий ее специфическую делимость на крупные структуры, обладающие характерными чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, а также автономной историей геологического развития. Комплексное использование сейсмических и гравиметрических материалов привело к пониманию геоблока как крупной

сейсмической и плотностной неоднородности литосферы. Геоблок как плотностная неоднородность литосферы отчетливо отражается в гравитационном поле по характерной морфологии и интенсивности региональных гравитационных аномалий.

На интенсивность и морфологию аномалий влияет интегральный эффект плотностных неоднородностей как верхней части разреза земной коры, так и глубоких ее горизонтов. С целью обособления плотностных, а следовательно, и геологических неоднородностей земной коры разных по масштабу порядков обычно используются известные способы разложения поля силы тяжести на отдельные составляющие. В настоящее время считается общепризнанным, что сглаживающие трансформанты гравитационного поля позволяют выявить характер региональной картины поля силы тяжести. В свою очередь, региональные гравитационные аномалии связываются с крупными объемными плотностными неоднородностями литосферы и отражают дискретность ее геологической структуры, проявляющуюся в геологической анизотропии земной коры и верхней мантии.

Примером анализа гравитационного поля в мелком масштабе для Восточно-Европейской платформы по выявлению крупных плотностных неоднородностей литосферы могут служить исследования В.А. Дедеева и Л.Е. Шустовой (1976). Авторы на основании сопоставления выделенных региональных гравитационных аномалий с геологическими материалами приходят к выводу, что каждая аномалия имеет ярко выраженную специфику истории геологического развития и отвечает крупным геоблокам литосферы. Границы геоблоков фиксируются зонами интенсивных горизонтальных градиентов, которые могут аппроксимироваться зонами глубинных разломов глубокого заложения.

Совместный анализ карт наблюдаемого гравитационного поля и его трансформант сглаживающего и разделяющего характера и их сопоставление с геологическими материалами позволяет уверенно наметить главные черты блокового строения земной коры Карелии (рис. 1). Критерии, на основании которых выделяются разрывные нарушения по гравитационным аномалиям, многообразны и главными из них являются: 1) зоны высоких горизонтальных градиентов силы тяжести (гравитационные ступени); 2) крутое и резкое ограничение аномалий; торцовое сочленение различно ориентированных аномалий; 3) рассечение аномалиями одного простирания аномалий другого простирания; 4) линейно-вытянутые цепочки максимумов и минимумов; 5) смещение линейно-вытянутых аномалий в плане; 6) систематические, протягивающиеся вдоль прямых линий изгибы и другие деформации *изоаномал*, изменения в морфологии и простирании аномалий и другие признаки.

На схеме блокового строения земной коры (рис. 1) в качестве структур I порядка выделены Беломорский, Карельский и Ладожский геоблоки в контурах В.А. Дедеева, Л.Е. Шустовой (1976). Каждый из геоблоков четко фиксируется региональной гравитационной аномалией. Границы геоблоков устанавливаются по зонам максимальных горизонтальных градиентов силы тяжести в виде протяженных гравитационных ступеней на трансформантах поля силы тяжести

сглаживающего характера и более конкретно локализируются на разделяющих трансформантах гравитационного поля и согласуются с геологическими материалами. При этом каждый из выделенных геоблоков характеризуется специфическими чертами литогенеза, магматизма и метаморфизма, индивидуальными особенностями внутреннего строения и автономией историкогеологического развития (Дедеев, Шустова, 1976; Земная кора..., 1978). Вопросы особенностей внутреннего строения геоблоков целесообразно рассмотреть для каждого из них в отдельности.

Беломорский геоблок охватывает область развития архейских глубокометаморфизованных образований беломорского комплекса, представленных различными по составу, структуре и текстуре гнейсами, гранито-гнейсами, амфиболитами, магматическими породами от ультрабазитов до гранитов, а также ультраметагенными породами. В результате многообразных и длительных процессов геологического развития создана сложнопостроенная система беломорид, отвечающая Беломорскому геоблоку земной коры, который на территории Карелии прослеживается вдоль побережья Белого моря. Геоблок ярко фиксируется в гравитационном поле моногеничной положительной аномалией I порядка с эпицентром в районе Соловецких островов. Юго-западная граница Беломорского геоблока отчетливо устанавливается по зоне максимального горизонтального градиента силы тяжести в виде гравитационной ступени и может быть отождествлена с зоной глубинного разлома мантийного заложения. След этой границы на уровне современного эрозионного среза четко фиксируется на разделяющих трансформантах гравитационного поля и прослеживается с юго-востока вдоль структуры Ветреного пояса через оз. Сумозеро в район южнее г. Беломорска и далее на северо-запад вдоль Лехтинской и Шомбозерской структур до оз. Топозеро. В Чулинском районе граница геоблока прослеживается от оз. Кереть по восточному контакту Тикшозерско-Хизоваарской структуры через озера Нотозеро и Ковдозеро и далее уходит в Ениский район Кольского полуострова. Примечательной чертой юго-западной границы Беломорского геоблока являются ее изгибы в плане вплоть до смещения вдоль северо-восточных и субширотных разломов на восток на значительное расстояние. Примером такого смещения может служить Чулинский район, где это явление фиксируется по целому комплексу геолого-геофизических признаков.

В качестве структурных элементов II порядка в пределах карельской части Беломорского геоблока могут быть выделены Чулинский, Кемский и Маленгский блоки. Каждый из этих блоков охватывает земную кору на всю ее мощность и отличается специфическими чертами внутреннего строения. В частности, эти особенности обусловлены прежде всего разным уровнем эрозионного среза. Величина эрозионного среза убывает с юго-востока на северо-запад. Наиболее глубокий эрозионный срез характерен для Маленгского блока, а для Чулинского блока эрозионный срез является наименьшим. Это обстоятельство приводит к тому, что в Чулинском блоке наиболее полно представлен разрез пород беломорской серии

и здесь глиноземистые гнейсы чупинской свиты имеют наиболее широкое развитие. Доля же этих пород в разрезе для Кемского и особенно Маленгского блоков резко уменьшается. Наличие глиноземистых пород в разрезе обусловило мусковитовую минерагеническую специализацию пегматитов Чупинского блока, в то время как пегматиты Кемского и Маленгского блоков являются существенно керамическими. Интересно отметить, что разрез пород беломорской серии на современном эрозионном срезе имеет тенденцию увеличения мощности в северо-западном направлении и в пределах Ёнского района (Кольский полуостров) он достигает наибольшей плотности. Такой характер строения верхней части разреза Беломорского геоблока находит отражение и в его глубинной структуре, и прежде всего в мощности земной коры, что в свою очередь проявляется в региональной составляющей гравитационного поля. Интенсивность Беломорской моногеничной гравитационной аномалии существенно убывает с юго-востока на северо-запад, что и связывается с увеличением мощности земной коры в этом направлении.

Своеобразной особенностью Беломорского геоблока является проявление тектонической активизации в платформенный этап геологической эволюции, что отразилось в образовании Кандавакшского грабена, выполненного осадочными породами (Строение осадочной толщи..., 1976).

Карельский геоблок отчетливо выделяется в гравитационном поле региональной отрицательной аномалией, осложненной аномалиями более высоких порядков. Его границы устанавливаются зонами высоких горизонтальных градиентов силы тяжести. На северо-востоке этот геоблок сочленяется с Беломорским, а его юго-западная граница фиксируется на основе анализа интегрирующих и дифференцирующих трансформант гравитационного поля от среднего течения р. Свири до оз. Янисъярви и далее в северо-западном направлении на территории Финляндии. При ширине около 300 км протяженность геоблока составляет не менее 1500 км. При этом в юго-восточном направлении Карельский геоблок далеко прослеживается под осадочный чехол Русской платформы.

Чрезвычайно сложное геологическое строение верхней части разреза Карельского геоблока обусловлено неоднородностью его глубинной структуры.

Анализ наблюдаемого и трансформированного гравитационных полей позволяет считать крупные структурные элементы II и более высоких порядков охватывающими земную кору на всю ее мощность. При этом межблоковые мобильно-проницаемые зоны характеризуются наибольшей проницаемостью для глубинных магматических расплавов и значительной тектонической активностью на всех этапах развития земной коры (Земная кора..., 1978).

Каждый из структурных элементов II порядка находит отражение в гравитационном поле. Так, Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории на схемах региональных аномалий фиксируются соответствующими относительными отрицательными аномалиями II порядка, а разделяющая их Хаутаваарско-Выгозерская мобильно-проницаемая зона отмечается относительным макси-

мумом поля силы тяжести. Мобильно-проницаемая зона, отвечающая области развития Восточно-Карельской синклинойной зоны, пространственно приурочена к стыку Карельского геоблока с Беломорским и в региональном гравитационном поле фиксируется в виде гравитационной ступени, прослеживающейся вдоль границы с Беломорским геоблоком.

Западно-Карельский блок-антиклинорий, охватывающий территорию центральной и северо-западной Карелии, может быть расчленен на блоковые структуры III порядка, ограниченные внутривлаковыми глубинными разломами. Эти зоны разломов характеризуются, как правило, повышенной проницаемостью земной коры, что отражается в развитии в их пределах осадочно-вулканогенных и магматических образований начиная с докембрийского возраста (мобильно-проницаемые зоны III порядка). Каждый из этих блоков характеризуется некоторыми специфическими чертами глубинного строения и особенностями вещественного состава верхней части разреза, благодаря чему они обособляются в гравитационном поле и наиболее ярко проявлены на разделяющих трансформантах. Как правило, блоковые элементы III порядка фиксируются слабодифференцированными мозаичными аномалиями силы тяжести (в разделяющих трансформантах), приближающимися по своей морфологии к изометричным. Их интенсивность зависит от конкретных геологических условий. Линейные аномалии для них не характерны. Присутствие линейных аномалий в пределах блоковых структур III порядка свидетельствуют о делимости этих блоков на более высокие порядки. Примечательной чертой блоковых элементов III порядка является их преимущественное ограничение линейными структурами субмеридионального и северо-западного направления, являющимися внутривлаковыми зонами глубинных разломов, которые отвечают развитию мобильно-проницаемых зон III порядка (типа Гимольской зоны развития осадочно-вулканогенных образований).

Восточно-Карельскому блок-антиклинорию в гравитационном поле отвечает отрицательная аномалия силы тяжести II порядка, осложненная аномалиями более высоких порядков. Блоки III порядка отчетливо выделяются при совместном анализе наблюдаемого гравитационного поля и его сглаживающих и разделяющих трансформант. Вдоль внутривлаковых зон глубинных разломов как наиболее ослабленных участков земной коры развиты мобильно-проницаемые зоны, выполненные докембрийскими и частично сумийско-сарийскими осадочно-вулканогенными образованиями и интрузивными породами. Эти зоны фиксируются линейными положительными аномалиями силы тяжести. Наиболее крупными из них являются докембрийские структуры между Белозерским и Водлозерским блоками с одной стороны, и Кенозерским блоком — с другой. Водлозерский блок является одним из самых сложных по внутреннему строению.

Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории разделены Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоной (структура II порядка), которая отмечается относительным максимумом поля силы тяжести и протягивается в север-северо-восточном направлении через озера Сямозеро, Сегозеро, Выгозеро до

побережья Белого моря (в район г. Беломорска). На юге эта зона, судя по гравитационному полю, срезается более молодыми образованиями Ладожского геоблока. Хаутаваарско-Выгозерская зона приурочена к зоне межблоковых глубинных разломов мантийного заложения. В южной своей части (до оз. Сегозеро) в ее составе выделяются две ветви лопийских осадочно-вулканогенных образований: Хаутаваарская и Манггинская. Между этими ветвями заключен Сямозерский блок, сложенный породами "диоритового" слоя. В современном эрозионном срезе осадочно-вулканогенные образования зоны имеют прерывистый характер по простиранию, что может быть объяснено большой глубиной эрозионного среза.

В составе Восточно-Карельской зоны с северо-запада на юго-восток в качестве структурных элементов III порядка отчетливо обособляются Тикшозерско-Хизоваарская, Выгозерско-Шомбозерская и Сумозерско-Кенозерская мобильно-проницаемые зоны, каждая из которых находит свое отражение в наблюдаемом гравитационном поле и его трансформантах. В Восточно-Карельской зоне, характеризующейся повышенной проницаемостью земной коры, с лопийского времени началось формирование осадочно-вулканогенных образований с возникновением своеобразных структур в земной коре.

Ладожский геоблок расположен в юго-западной части Карелии. На северо-востоке он граничит с Карельским геоблоком, а на юго-западе и юго-востоке границы геоблока находятся за пределами Балтийского щита и перекрыты осадочным чехлом Русской платформы. Он отвечает области развития Ладожской подвижной зоны и сложен терригенно-карбонатными (сортавальская серия) и флишевыми толщами (ладожская серия). Относительно фундамента Ладожской геосинклинали нет единого мнения. Одни исследователи относят к нему ятулийские и все более древние образования (Соколов и др., 1971), Л.Я. Харитонов (1966), Л.И. Салоп (1971), Р.А. Хазов (1973) континентально-прибрежные и морские отложения ятулия, развитые в краевой части геосинклинали, относят к ее базальным образованиям. При такой интерпретации предполагается, что накопление ятулийских толщ происходило в ранний этап свекофенской подвижной зоны с одновременным оформлением Карельского геоблока как срединного массива.

По характеру и интенсивности поля силы тяжести, а также морфологическим особенностям аномалий разделяющих трансформант в пределах исследуемой части Ладожского геоблока могут быть выделены блоковые структуры II порядка: Приладожский, Спонецкий, Тихвинский и Выборгский блоки. Самым крупным и сложнопостроенным является Приладожский блок. Зонами глубинных разломов этот блок разбит на блоки III порядка. Глубинный характер разломов подтверждается проявлением инициального магматизма (Хазов, 1973). Спонецкий блок в отличие от Приладожского отмечается относительно минимальным полем силы тяжести, обусловленным широким развитием в верхней части разреза гранитов рапакиви. Такое же поле силы тяжести характерно для Выборгского блока, сложенного также гранитами рапакиви.

Таковы основные черты блокового строения карельской части Балтийского щита, отражающие делимость земной коры и литосферы в целом по субвертикальным границам раздела.

Системы разломов

Как было показано выше, зоны глубинных разломов, ограничивающие блоковые структуры земной коры Карелии, являются основными субвертикальными границами раздела. На основании анализа геолого-геофизических материалов для территории Карелии характерно наличие двух систем глубинных разломов: ортогональной и диагональной, каждая из которых по-разному проявлена в современном состоянии вещества земной коры (рис. 1). Системы глубинных разломов являются составными элементами планетарной сети разломов, выделяемой в последнее время многими исследователями (Хаин, 1958; Белоусов, 1975, и др.). Из диагональной системы разломов наиболее ярко проявлены разломы северо-западного простирания. Это прежде всего межгеоблоковые мантийные зоны разломов глубокого заложения, охватывающие литосферу на всю ее мощность. Они определяют границы крупнейших блоковых структур — Беломорского, Карельского и Ладожского геоблоков. К таким разломам относятся и зоны межблоковых глубинных разломов мантийного заложения, предопределяющих области развития мобильно-проницаемых зон на стыке Карельского и Беломорского геоблоков. Внутриблоковые глубинные разломы мантийного заложения подчеркивают делимость земной коры на блоковые структуры III порядка. Разломы северо-восточного простирания проявлены менее отчетливо. Исключение составляет зона межблоковых глубинных разломов мантийного заложения, предопределяющая развитие Хаутаваарско-Выгозерской мобильно-проницаемой зоны, расчленяющей Карельский геоблок на Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории, а также некоторые зоны, ограничивающие блоковые структуры III порядка.

Из ортогональной системы разломов четко проявлены зоны разломов субмеридионального простирания, которые, как правило, ограничивают блоковые структуры III порядка. Они часто смешаются в плане вдоль разломов северо-западного простирания. При совместном анализе разделяющих трансформант гравитационного поля выявляются зоны разломов субширотного простирания по характерной морфологии аномалий, их резким перерывам и смещениям осей в плане. На территории Карелии могут быть выделены Туломозерско-Водлозерская, Суккозерско-Кожозерская, Кимасозерско-Сосновецкая, Войничко-Энгозерская и Панаярви-Кивгубская зоны, которые характеризуются прерывистым проявлением на уровне современного эрозионного среза, значительной шириной в плане и отражают, по-видимому, этапы протоактивизации в истории формирования земной коры с постлюпийского возраста.

Выше были показаны основные черты блокового строения земной коры Карелии. Однако немаловажную роль играет и субгоризонтальная ее расслоенность, являющаяся в конечном итоге результатом гравитационной дифференциации вещества в эволюции земной коры. Последовательное накопление материалов сейсморазведочных работ убедительно свидетельствует о наличии субгоризонтальных границ раздела в земной коре, которые вместе с субвертикальными границами предопределяют слоисто-блоковое строение литосферы в целом. При анализе геолого-геофизической информации в последние годы в литературе широко рассматривается четырехслойная модель земной коры (Земная кора..., 1978) в противоположность ранее существовавшему мнению о двухслойном ее строении. Для карельской части Балтийского щита, как и других регионов, наиболее отчетливая граница со скоростью около 8.1 км/с устанавливается в подошве земной коры (граница Мохоровичича). На этой границе считается общепризнанным и наличие плотностной границы раздела со средней плотностью 3.20 г/см³ в слое литосферы ниже границы „М” и 2.90 г/см³ – в слое выше границы „М” („базальтовый” слой). С поверхностью „базальтового” слоя связана сейсмическая граница со скоростью 6.4–6.9 км/с (граница Конрада). На многих сейсмических разрезах выше границы „базальтового” слоя фиксируется граница со скоростью 5.9–6.1 км/с, ниже которой выделяется так называемый „диоритовый” слой с плотностью 2.80–2.85 г/см³ а выше залегает „гранито-ультраметаморфический” слой с плотностью 2.65–2.67 г/см³. В конкретных геологических структурах сейсморазведкой выделяется подошва осадочно-вулканогенного слоя, который сложен разновозрастными преимущественно осадочно-вулканогенными образованиями.

Такая расслоенность земной коры выглядит реальной. Во всяком случае, самые верхние три слоя, представляющие собой дифференцированный надбазальтовый слой, хорошо картируются на уровне современного эрозионного среза. По всей вероятности, „базальтовый” слой пользуется повсеместным развитием в разрезе земной коры, но для территории Карелии к настоящему времени об этом слое получена крайне недостаточная информация. Слои надбазальтового дифференцированного слоя в каждой конкретной геологической ситуации могут присутствовать в разрезе в различных сочетаниях.

Основные черты слоистой структуры земной коры Карелии, вытекающие из анализа геолого-геофизической информации, целесообразно рассмотреть по каждому из геоблоков. При этом наиболее древние образования земной коры, выходящие на дневную поверхность, связываются с „диоритовым” слоем.

В Беломорском геоблоке породы „диоритового” слоя выходят на поверхность в пределах Кемского блока с эпицентром в районе Соловецких островов. На участке побережья от устья р. Поньгомы до Капгалакшской губы следует ожидать выхода пород „диоритового” слоя. Об этом свидетельствует специфический характер гравитаци-

онного и магнитного полей. С „гранито-ультраметаморфическим” слоем в Беломорском геоблоке могут быть сопоставлены преимущественно кислые по составу породы керетской свиты, которые претерпели существенную переработку под воздействием процессов гранитизации. Породы хетолампинской и чупинской свит представляют собой „осадочно-вулканогенный” слой Беломорского геоблока. Области развития пород каждого из трех слоев дифференцированного „надбазальтового” слоя на уровне современного эрозионного среза достаточно уверенно выделяются при анализе трансформант гравитационного поля разделяющего характера (рис. 56).

В пределах Карельского геоблока, являющегося в геологическом отношении наиболее сложнопостроенным, субгоризонтальная расчлененность земной коры предопределяется его сложным блоковым строением. Однако по имеющимся геолого-геофизическим материалам уже сейчас можно наметить основные черты его слоистой структуры. Выходы пород „диоритового” слоя на уровень современного эрозионного среза тяготеют к центральным частям Западно-Карельского и Восточно-Карельского блок-антиклинорий. Эти породы слагают следующие блоковые структуры III порядка: Вокнаволоцкий, Тулосский и Водлозерский блоки. Так, по данным Л.П. Свириденко (1974), Вокнаволоцкий блок сложен диафторитами по эндербитам, двупироксеновыми амфиболовыми сланцами, плагиогранито-гнейсами, тоналито-гнейсами и пироксеновыми амфиболитами. Эти образования по своим физическим параметрам и положению в разрезе земной коры могут быть уверенно сопоставлены с выделяемым по сейсморазведочным данным „диоритовым” слоем, залегающим в основании „гранито-гнейсового” слоя в понимании В.В. Белоусова (1975). Аналогично строение Тулосского и Водлозерского блоков. Помимо отмеченных блоковых структур выходы пород „диоритового” слоя в Карельском геоблоке следует ожидать в пределах Ондозерского блока (на восточном побережье Ондозера) и в Сямозерском блоке. На породах „диоритового” слоя в пределах остальной части Карельского геоблока залегают породы „гранито-ультраметаморфического” слоя, слагающего обширные по площади так называемые гранито-гнейсовые поля. Породы этого слоя в истории геологического развития региона, начиная с лопийского времени, испытали многократную структурно-вещественную перестройку. При этом ведущими являлись процессы гранитизации. В результате создана сложная гетерогенная структура гранито-гнейсовых полей, внутреннее строение которых в настоящее время изучено еще крайне недостаточно.

Самый верхний „осадочно-вулканогенный” слой земной коры связан с развитием мобильно-проницаемых зон разных порядков и представлен образованиями лопийского, сумийско-сариилийского, ятулийского и суйсарского осадочно-вулканогенных комплексов. Примечательной особенностью площадного развития этого слоя в современном эрозионном срезе является ярко выраженная пространственная приуроченность осадочно-вулканогенных образований к межгеоблоковым, межблоковым и внутриблоковым зонам глубинных разломов, по которым, начиная с лопийского времени, осуществлялась связь

верхней мантии с земной корой, о чем свидетельствует значительная роль мантийного вещества в разрезах осадочно-вулканогенных комплексов. Следует отметить тесную пространственную приуроченность более молодых осадочно-вулканогенных комплексов к областям развития более древних. При этом более молодые структуры как бы „телескопически“ вставлены в более древние. Иногда устанавливается некоторое смещение в плане разновозрастных осадочно-вулканогенных структур. Анализ площадного размещения осадочно-вулканогенных образований подчеркивает их приуроченность к линейным элементам разной ориентировки, представляющим собой фрагменты планетарной сети глубинных разломов двух систем.

В Ладожском геоблоке на современном эрозионном срезе развит преимущественно „осадочно-вулканогенный“ слой, представленный породами ладожской и сортавальской серий, отвечающих развитию свекофенноской подвижной области.

М о щ н о с т ь з е м н о й к о р ы

Из всего многообразия разработанных в настоящее время способов количественной интерпретации геолого-гравитационной информации с использованием ЭВМ применительно к условиям Карелии прежде всего привлекают внимание методы корреляционно-регрессивного анализа.

Направление количественной корреляции наблюдаемых аномалий силы тяжести с геологическими элементами активно развивалось в связи с изучением мощности земной коры. Первые графики корреляций наблюдаемых гравитационных аномалий и мощности земной коры были получены Р.М. Деменицкой. Она отмечала, что „универсальный подход к интерпретации аномалий Буге путем выбора одного стандарта для материков, океанов и переходных областей противоречит разнообразию природных условий земного шара. Наоборот, доказано, что строение земной коры этих областей совершенно различно, и поэтому вряд ли допустимо подходить к интерпретации аномалий силы тяжести с одной и той же меркой на материках и океанах“ (Деменицкая, 1961).

В последующем многими исследователями (в частности, Penttilä, 1972) для Балтийского щита было установлено, что форма связи аномалий силы тяжести и мощности земной коры существенно различна для разнообразных по структурно-геологическому развитию областей. Дальнейшим развитием качественной теории геологической интерпретации Архангельского-Федынского-Фотиади явилось создание Г.И. Каратаевым (1966) с позиций общего количественного описания корреляционной модели геологической интерпретации гравитационных аномалий. В основе этой модели лежит принцип аналогий, т.е. корреляционный анализ и прогноз. Процесс геологического истолкования гравитационных аномалий описывается количественно. Количественный же анализ любой геолого-геофизической ситуации, несмотря на его схематичность, позволяет находить количественные взаимосвязи между геофизическими и геологическими

элементами и прогнозировать по аномалиям возможные значения геологических элементов.

Корреляционная модель, использованная в настоящей работе, реализована под руководством Г.И. Каратаева (1966) в виде системы программ „Геоструктура“, которая позволяет решать задачи анализа статистических связей и прогнозирования любых двух или более совокупностей данных, связанных между собой корреляционно. С геолого-геофизической точки зрения главный принцип, лежащий в основе корреляционных методов, заключается в том, что форма связи между геофизическими и геологическими элементами в районах с одинаковым геологическим строением тоже одинакова. Математическая сущность корреляционной модели и алгоритм решения поставленной задачи применительно к региону изложены в работе А.С. Гришина (1978). Для прогноза мощности земной коры (рельеф границы Мохоровичича) использовано наблюдаемое поле силы тяжести с уменьшенным шагом дифференцирования. В качестве эталонных данных мощности земной коры принято 50 точек, снятых с профилей ГСЗ (Земная кора..., 1978), на которых сейсморазведкой зафиксирована подошва земной коры. При этом предпринята попытка более или менее равномерного размещения эталонных точек в зависимости от интенсивности и размеров гравитационных аномалий. Система программ „Геоструктура“ реализована на ЭВМ „Минск-32“ В.Л. Файнбергом.

Как показал анализ (решение первой части алгоритма), коэффициент множественной корреляционной связи между полем силы тяжести и мощностью земной коры, характеризующей тесноту их связи, составил 0,72. С использованием полученного оператора по заданному геофизическому полю осуществлен прогноз глубин залегания границы Мохоровичича для всей территории Карелии. По результатам этого прогноза построена схема мощности земной коры в изолиниях (рис. 57). Оценивая эту схему как сугубо предварительную, так как наиболее полно система программ „Геоструктура“ может быть реализована на ЭВМ типа ЕС, тем не менее следует обсудить основные черты поверхности Мохоровичича.

Мощность земной коры карельской части Балтийского щита по прогнозу колеблется в пределах 28–40 км, что не противоречит существующим представлениям.

Каждый из выделенных геоблоков находит отражение в мощности земной коры и характере рельефа границы „М“. Наиболее тонкая кора с простой формой рельефа фиксируется для Беломорского геоблока. В районе Соловецких островов отчетливо устанавливается подъем границы „М“ до 28 км. В северо-западном и юго-восточном направлении наблюдается постепенное утолщение земной коры до 37–38 км. Для геоблока в целом характерна простая форма рельефа поверхности „М“, осложненная лишь в Кандалакшском грабене. Для Чупинского блока II порядка по сравнению с Кемским блоком мощность земной коры несколько увеличена, а их сочленение фиксируется сгущением изолиний субширотной ориентировки. Стык Беломорского геоблока с Карельским на всем протяжении отчетливо уста-

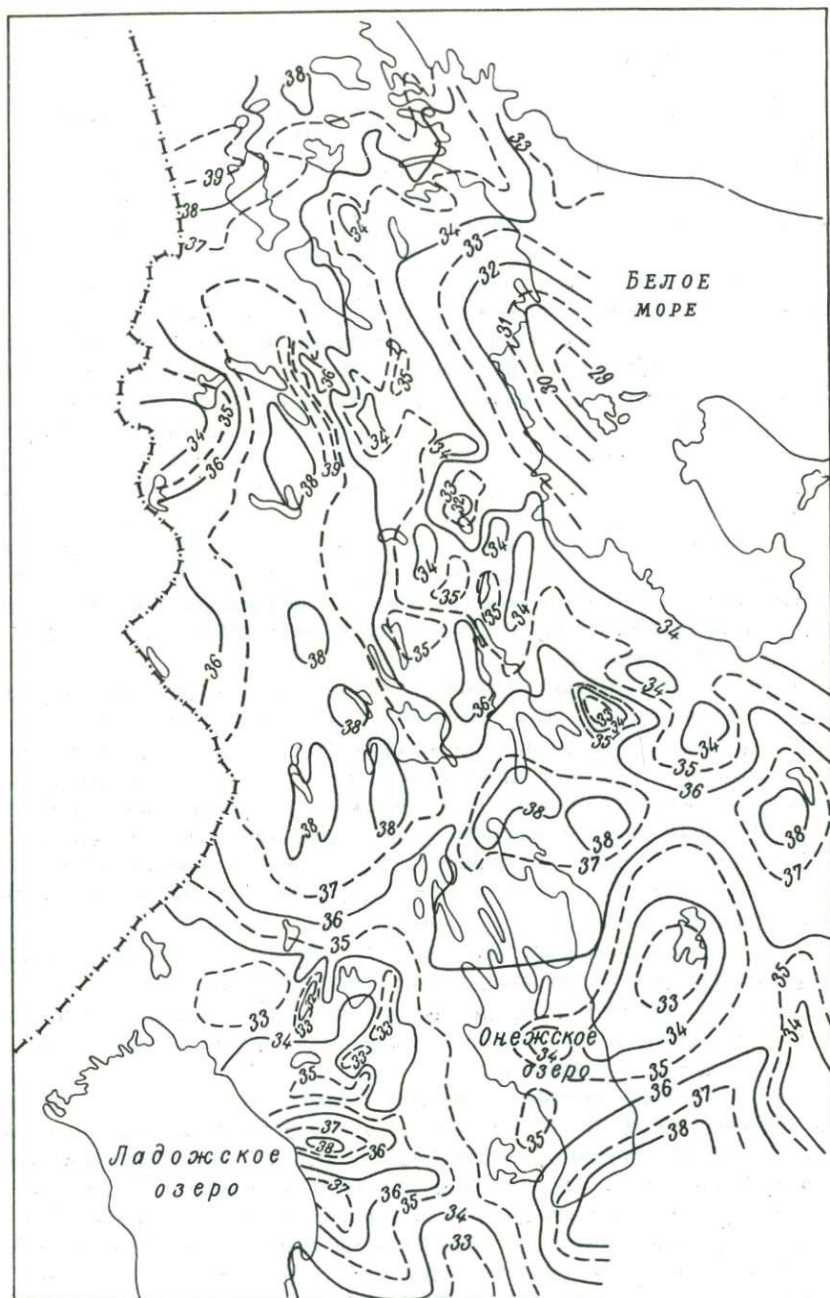


Рис. 57. План изолиний глубины залегания, км, границы Мохоровичича.

навивается в характере изолиний мощности земной коры. Здесь на всем протяжении происходит резкая смена морфологических особенностей поверхности „М“.

Наиболее изменчива по мощности и морфологии поверхности „М“ земная кора Карельского геоблока. При этом форма поверхности „М“ находится в тесной зависимости от блоковых элементов II и более высоких порядков. Это отчетливо проявляется в морфологии аномалий глубин границы „М“. Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории обладают более мощной корой и сравнительной простотой рельефа подошвы земной коры. Средняя мощность коры в этих структурах составляет 38 км. Отмечается некоторое ее утонение до 33–36 км в пределах Вокнаволоцкого, Тулосского и Водлозерского блоков III порядка. Устанавливается ступенчатое увеличение мощности коры от Южно-Онежского к Северо-Онежскому блокам. Некоторое отражение в подошве коры находят и мобильно-проницаемые зоны III порядка (типа Гимольской).

Хаутаваарско-Выгозерская мобильно-проницаемая зона, разделяющая Западно-Карельский и Восточно-Карельский блок-антиклинории, в поверхности „М“ проявлена в образовании валообразного поднятия с локальными подъемами и опусканиями. Ось этого поднятия испытывает некоторую ундуляцию, постепенно погружаясь от Ладожского геоблока до оз. Выгозера, а затем она воздымается к Беломорскому геоблоку. При этом под Хаутаваарской и Маньгинской структурами отчетливо устанавливается подъем границы „М“ до 32 км.

Наибольшей сложностью по форме рельефа поверхности „М“ и мощности характеризуется земная кора в пределах Восточно-Карельской мобильно-проницаемой зоны. Здесь в поверхности „М“ фиксируется на всем протяжении вдоль границы с Беломорским геоблоком площадка с мощностью коры 32–36 км и сложной формой рельефа. Эта сложность тесно связана с блоковыми элементами земной коры III и IV порядков. Как правило, под мобильно-проницаемыми зонами III порядка фиксируется утонение, а под их разделяющими блоками – утолщение земной коры.

Для Ладожского геоблока (его северо-восточная часть) мощность земной коры колеблется в пределах 33–38 км, т.е. занимает промежуточное положение между Беломорским и Карельским геоблоками. В целом поверхность „М“ воздымается с северо-востока на юго-запад. Этот подъем начинается уже в пределах Карельского геоблока, т.е. утонение земной коры охватывает большую часть по сравнению с контурами геоблока на уровне современного эрозионного среза. Для поверхности „М“ характерны локальные подъемы и опускания, отражающие влияние сформированных блоковых структур на поведение границы раздела земная кора–верхняя мантия.

Сопоставление приведенных выше материалов позволяет с уверенностью говорить о тесной генетической взаимосвязи поверхностных геологических структур с особенностями строения глубоких горизонтов земной коры. Во всяком случае, начиная с долийского времени, знаменующего качественно новый режим формирования и

развития земной коры Балтийского щита, отчетливо прослеживается связь между верхней мантией и земной корой. Эта связь осуществлялась вдоль субвертикальных зон длительно развивающихся глубинных разломов, сеть которых носит планетарный характер. Зоны глубинных разломов во все периоды геологической эволюции земной коры играли роль подводящих каналов, по которым осуществлялось поступление мантийного вещества в верхние горизонты земной коры.

Таким образом, слоисто-блоковые структурные элементы земной коры Карельского региона находятся в тесной пространственной и генетической взаимосвязи с верхней мантией. Эта связь находит отражение в мощности земной коры и морфологии поверхности „М”.

ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ
И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КАРЕЛИИ ПО ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ

Территория Карелии, особенно ее северной части, благодаря высокому сопротивлению слагающих ее пород является естественным полигоном для изучения электропроводности не только земной коры, но и верхней мантии. Работы по глубинной электроразведке и в связи с этим по изучению электропроводности горных пород при высоких термодинамических параметрах проводятся в Карелии в последнее пятилетие. Поскольку на изменение сопротивления горных пород больше влияет температура, чем давление, в первую очередь изучалось изменение электропроводности горных пород с повышением температуры. В данной главе приводятся результаты экспериментальных и полевых исследований электропроводности горных пород.

Э л е к т р о п р о в о д н о с т ь г о р н ы х
п о р о д п р и в ы с о к о й т е м п е р а т у р е

Среди измеренных 140 образцов горных пород представлены разнообразные по возрасту и составу и в различной степени метаморфизованные геологические образования Центральной и Северной Карелии. Методика измерений образцов пород Карелии при высокой температуре опубликована ранее (Клабуков, 1976; Клабуков, Голлод, 1979).

Во всех работах по электропроводности горных пород и минералов при высоких температурах отмечается факт увеличения проводимости с ростом температуры, причем рост проводимости происходит по линейному закону. Если результаты опыта представить в логарифмических координатах (Семенов, 1978; Пархоменко, Бондаренко, 1972), отклонения от линейной зависимости величины γ реальных горных пород чаще всего есть результат совместного действия нескольких факторов. Влияние этих факторов на величину электропроводности в температурном ходе для наиболее распространенных пород описаны в ряде работ (Бондаренко, 1968; Пархоменко, Бондаренко, 1972 и др.).

В данной главе сделана попытка проанализировать влияние состава пород и степени их метаморфизма на электропроводность конкретных геологических образований Карелии при высоких температурах и атмосферном давлении.

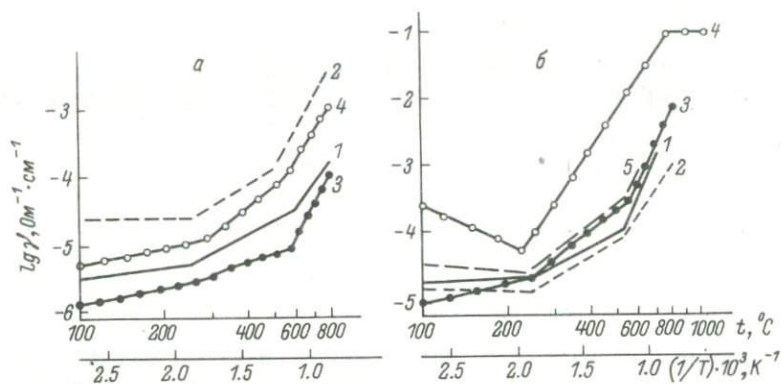


Рис. 58. Электропроводность гранитов (а) и гранодиоритов (б) в зависимости от температуры.

а: 1 – биотит–плагиоминоклиновый гранит немагнитный, 2 – биотит–плагиоминоклиновый гранит магнитный, 3 – биотит–микроклиновый гранит немагнитный, 4 – биотит–микроклиновый гранит магнитный; б: 1 – гранодиорит с микроклином магнитный, 2 – гранодиорит немагнитный, 3 – чарнокит, 4 – кварцевый диорит магнитный, 5 – кварцевый диорит немагнитный.

Значительное распространение на территории Карелии получили породы гранитоидного состава. В данной работе исследовались биотитовые микроклиновые и биотитовые плагиоминоклиновые граниты Пяозерского блока. Химический анализ этих пород (табл. 15) показывает, что последняя различается пониженным содержанием SiO_2 и K_2O , повышенным содержанием TiO_2 , FeO , MgO и CaO по сравнению с первой разновидностью гранита.

Различие в химическом составе проявляется в том, что электропроводность плагиоминоклиновых гранитов выше во всем использованном диапазоне температур (рис. 58, а).

Влияние на электропроводность породы оказывает также минеральный состав, в частности присутствие электропроводящих минералов. Граниты делятся на магнитную и немагнитную разновидности, в первой из которых в значительном количестве присутствует магнетит.

Магнитные разновидности гранита в связи с этим характеризуются удельным сопротивлением примерно в 50 раз меньшим, чем у его немагнитных разновидностей (рис. 58, а). Сопоставление среднего химического состава гранитов и кривых на рис. 58, а показывает, что электропроводность гранитов во всем температурном ходе зависит от суммарного содержания окислов железа. Чем больше суммарное содержание FeO , Fe_2O_3 в породе, тем выше ее электропроводность. Другим фактором увеличения электропроводности является уменьшение полевошпатового компонента в гранитах.

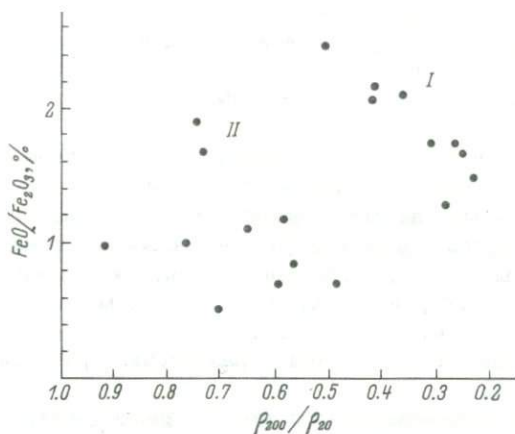


Рис. 59. Зависимость отношения удельного сопротивления при разной температуре от соотношения окислов железа.

Гранодиориты, как и граниты, широко распространены на территории Карелии. По химическому составу гранодиориты (табл. 15) отличаются от гранитов в первую очередь пониженным содержанием SiO_2 и повышенным содержанием окислов железа и кальция. Наличие в гранодиоритах большого количества щелочного полевого шпата и появление амфибола приводит к некоторому увеличению электропроводности по сравнению с гранитами в области примесной проводимости (рис. 58, б).

Электропроводность магнитных разностей гранодиоритов, так же как и гранитов, несколько выше по сравнению с их немагнитными аналогами во всем исследуемом диапазоне температур.

Из группы диоритов по электрическим свойствам близки к гранитам и гранодиоритам кварцевые диориты (рис. 58, б), причем немагнитные разности практически не отличаются от гранодиоритов. Для магнитных разностей диоритов характерна значительно большая величина электропроводности, чем для немагнитных аналогов. Различие в величине удельной электропроводности для магнитных и немагнитных разностей кварцевых диоритов при температуре 500 °С составляет почти два порядка.

Кривые $lg \gamma = f(t)$ для пород ряда гранит-диорит имеют, как правило, два излома графика. Первый — при температуре 200–250 °С, второй — 500–600 °С. До температуры 200 °С практически не видно увеличения электропроводности пород, а для гранитов и гранодиоритов даже наблюдается некоторое уменьшение величины $lg \gamma$ в интервале температур 20–250 °С.

Для группы гранитоидов построена зависимость аномального эффекта поведения электрического сопротивления (ρ_{200}/ρ_{20}) в зависимости от соотношения FeO/Fe_2O_3 (рис. 59). На рисунке видны две группы точек. Для образцов группы I характерен большой ано-

мальный эффект ρ_{200}/ρ_{20} , почти в два раза меньшая средняя величина магнитной восприимчивости и несколько повышенное содержание SiO_2 по сравнению с группой II. Для образцов обеих групп характерно увеличение аномального эффекта с увеличением отношения FeO/Fe_2O_3 .

Для гранитоидов с большей магнитной восприимчивостью эффект увеличения ρ в интервале 20–200 °С проявляется слабее, чем для менее магнитных аналогов. Выше было отмечено, что в образцах гранитов с малой магнитной восприимчивостью обнаруживаются лишь гидроокислы железа, тогда как в гранитах с высокой магнитной восприимчивостью присутствуют выделения магнетита значительных размеров, причем наблюдаются зерна магнетита удлинённой формы, что, видимо, и отражается в разделении гранитоидов на две группы (рис. 59).

На основании вышеизложенного можно предположить, что дифференциация по величине ρ магнитных и немагнитных гранитоидов на глубинах, соответствующих температуре 200 °С, может быть более контрастной, чем на поверхности коры.

Осадочно-вулканогенные породы имеют довольно широкое распространение в Карелии. Представлены они основными и кислыми эффузивами, а также осадочными породами – алевролитами, кварцитами, песчаниками и различными сланцами.

Кривые $lg \gamma = f(t)$ эффузивных пород представлены на рис. 60. По характеру они мало отличаются от кривых, описанных выше. Отличием является некоторое отклонение кривой $lg \gamma$ от линейной зависимости при температуре 700–800 °С. Наиболее сильно этот эффект проявляется у сильнохлоритизированных разновидностей эффузивных пород.

Магнитные и немагнитные разности эффузивов по величине электропроводности различаются незначительно. Кривая $lg \gamma$ для магнитных эффузивов лежит несколько ниже, чем для немагнитных аналогов.

Таким образом, закономерность, характерная для группы гранитдиорит, для эффузивов не наблюдается. Ятулийские вулканы подверглись зеленосланцевому метаморфизму, причем интенсивность его проявления отразилась в химизме пород, в частности разрушении амфибола, а присутствие амфибола в породе приводит к значительному уменьшению электропроводности в области собственной проводимости (Клабуков, Голод, 1979). Разрушение амфибола в эффузивных породах под действием вторичных процессов – одна из возможных причин более низкой электропроводности магнитных разностей вулканитов в области высоких температур.

Кварциты, как правило, обладают низкой электропроводностью во всем диапазоне температур (рис. 60, а). Для кварцитов, так же как и для гранитоидов, характерно увеличение удельного электрического сопротивления до температур 200–250 °С. Необходимо отметить, что интенсивность увеличения ρ с ростом температуры до 200 °С для кварцитов более значительна, чем для гранитов и гранодиоритов. По-видимому, увеличение содержания окиси кремния в породе спо-

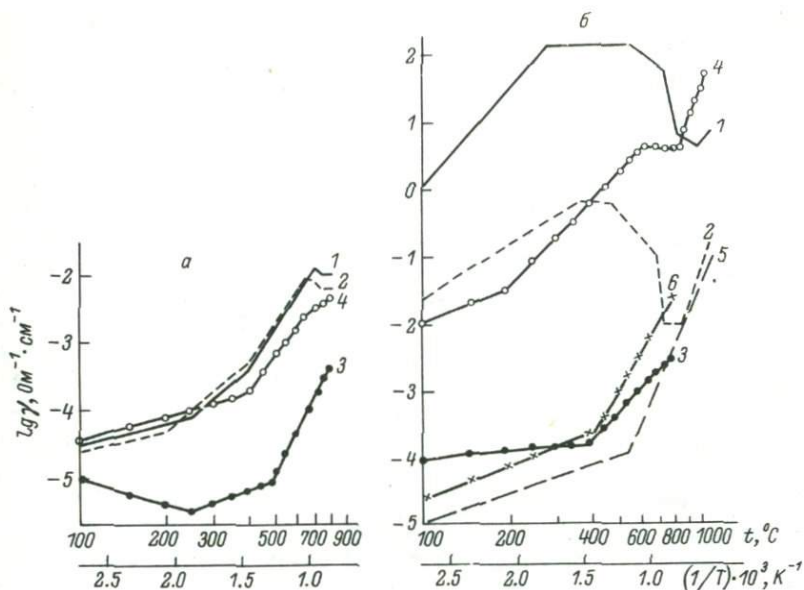


Рис. 60. Электропроводность осадочно-вулканогенных (а) и ультраосновных (б) пород в зависимости от температуры.

а: 1 - эффузивы основного состава немагнитные, 2 - эффузивы основного состава магнитные, 3 - кварцито-песчаник, 4 - алевролит;
 б: 1 - апооливинитовый серпентинит ($\alpha=12\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ), 2 - апооливинитовый серпентинит ($\alpha=6\,900 \cdot 10^{-5}$ СИ), 3 - апоперидотитовый серпентинит ($\alpha=4\,500 \cdot 10^{-5}$ СИ), 4 - апоперидотитовый серпентинит ($\alpha=10\,800 \cdot 10^{-5}$ СИ), 5 - пироксенит ($\alpha=1\,100 \cdot 10^{-5}$ СИ), 6 - пироксенит ($\alpha=11\,000 \cdot 10^{-5}$ СИ).

способствует более сильному проявлению аномального эффекта увеличения ρ до глубин, соответствующих температурам 200 °С.

Вариации электропроводности кварцитов для различных образцов в интервале температур 20–800 °С зависят в основном от разновидности связующего материала. Наличие землистой модификации цемента обычно приводит к повышению электропроводности кварцита, причем кривая $\lg \gamma = f(t)$ смещается вдоль оси $\lg \gamma$. Изменение величины удельной электропроводности за счет цементирующего материала в интервале температур 200–800 °С достигает 15%.

Для алевролитов (рис. 60, а) характер электропроводности до температуры 300 °С такой же, как и для эффузивов. В области более высоких температур электропроводность заметно ниже. В отличие от вулканитов для осадков характерен один излом графика при температуре 450 °С.

Ультраосновные породы, представленные апооливинитовыми, апоперидотитовыми серпентинитами, пироксенитами, в различной степе-

ни изменены, иногда несут медноникелевую минерализацию. Кривые $\lg \gamma$ по характеру расположения в системе логарифмических координат значительно отличаются от перечисленных выше. Для этих кривых (рис. 60, б), как правило, отсутствует излом в диапазоне температур 200–250 °С. Количество изломов графика для серпентинизированных разностей ультраосновных пород увеличивается до пяти. Электропроводность почти всех представленных для изучения ультрабазитов значительно превышает электропроводность описанных выше пород, наибольшей электропроводностью обладают апооливинитовые серпентиниты. На графиках $\lg \gamma = f(t)$ достаточно отчетливо проявляются три температурные области, фиксируемые изломами в интервале температур 300–500 и 700–900 °С. В последнем интервале наблюдается резкий минимум, где величина электропроводности для некоторых разностей достигает первоначальной, в связи с чем температурные изменения величины γ для этих образований оказываются значительно меньшими, чем для других пород.

Характерной для кривых $\lg \gamma$ является горизонтальная часть, отсутствующая на графиках электропроводности для других пород. Температурный интервал горизонтальной части графика для образца сильномагнитного серпентинита ($\alpha = 12000 \cdot 10^{-5}$ СИ) составляет 400 °С, а для образца менее магнитного серпентинита ($\alpha = 6900 \cdot 10^{-5}$ СИ) – всего лишь 100 °С (рис. 60, б). Можно предположить, что величина температурного интервала горизонтальной части графика $\lg \gamma = f(t)$ связана с количеством и степенью изменения ферромагнитных минералов в породе. Необходимо отметить, что большая величина горизонтальной части графика наблюдается для образца не только с большей величиной магнитной восприимчивости, но и большей электропроводностью. Отсюда уместно предположить, что высокая электропроводность и магнитные свойства обеспечиваются одним и тем же минералом – магнетитом, который в серпентинитах часто выделяется в виде отдельных удлиненных зерен, представляющих собой специфические каналы для электрического тока. При повышении температуры в некотором интервале начинается разрушение магнетита, и прирост электропроводности с ростом температуры нарушается до тех пор, пока не начнет играть заметную роль собственная электропроводность.

Апоперидотитовые разности серпентинитов по величине электропроводности близки к апооливинитовым серпентинитам, хотя некоторые образцы, особенно в структурно-чувствительной области, характеризуются сравнительно низкой электропроводностью.

Для пироксенитов (рис. 60, б) в области проводимости (100–400 °С) характерна низкая удельная электропроводность, близкая к электропроводности основных эффузивных пород. Однако в высокотемпературной области электропроводность пироксенитов резко возрастает. Излом графика $\lg \gamma = f(t)$ при температуре 200–250 °С отсутствует. Интенсивные изменения проводимости начинаются при температуре 400–500 °С.

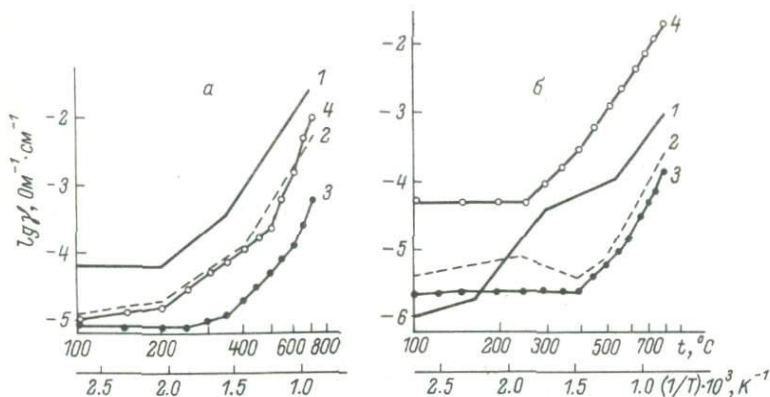


Рис. 61. Электропроводность амфиболитов и гнейсов (а), минералов и габбро (б) в зависимости от температуры.

а: 1 – амфиболит магнитный, 2 – амфиболит немагнитный, 3 – кинит–гранат–биотитовый и гранат–биотитовый гнейс, 4 – амфибол–биотитовый гнейс; б: 1 – кварц, 2 – плагиоклаз, 3 – микроклин, 4 – габбро.

Основной особенностью серпентинизированных пород, лишенных свободной влаги, является необычайно широкий диапазон значений электропроводности. Даже при температуре 1000°C этот диапазон составляет 4–5 порядков, хотя известно, что при высоких температурах кривые $\lg \gamma = f(t)$ обычно сближаются. Как отмечено в работе Э.И. Пархоменко и др. (1973), электропроводность таких пород при одинаковом количестве серпентина зависит от характера распределения выделенного при серпентинизации рудного минерала. При выделении магнетита по границам зерен оливина, пироксена или серпентина создаются благоприятные условия для токоподводящих каналов. Уменьшение электропроводности иногда на один–два порядка или прекращение ее роста в изломах кривых $\lg \gamma$, тяготеющих к температурным интервалам 500 – 600°C , возможно, связано с переходом вещества из ферромагнитного состояния в парамагнитное, т.е. наблюдается связь изменения электропроводности и магнитных свойств вблизи точки Кюри. Среди метаморфических пород, представленных гнейсами беломорской серии и амфиболитами, наименьшую электропроводность имеют глиноземистые гнейсы (рис. 61, а). На кривой $\lg \gamma = f(t)$ наблюдается до трех слабо выраженных перегибов. Интенсивность температурных изменений электропроводности растет после каждого перегиба. В интервале температур 200 – 250°C температурные изменения γ гнейсов практически отсутствуют, как и изменение электропроводности большинства изученных пород. Основной причиной сравнительно небольшой электропроводности беломорских гнейсов и слабовыраженных температурных изменений величины γ во всем температурном интервале следует считать пре-

обладание в их составе калиевых минералов – слюды и полевых шпатов, а также большое содержание окисей кремния и алюминия. Возможными причинами, с которыми связаны перегибы кривой $lg \gamma = f(t)$, можно считать дегидратацию слюд, окисление сульфидов, а также переход окисного железа в закисное в железистых минералах – биотите и гранате.

Температурные изменения электропроводности амфиболсодержащих гнейсов до температуры 700 °С более чем на два порядка больше, чем глиноземистых гнейсов. Таким образом, появление в составе гнейсов темноцветного минерала – амфибола резко увеличивает их электропроводность при высоких температурах, тогда как при низких температурах различие в электропроводности глиноземистых и амфиболовых гнейсов незначительно.

Исследованные амфиболиты по химизму различаются только соотношением окисного и закисного железа. Вариации содержания других окислов незначительны. Зависимости температурных изменений электропроводности амфиболитов как от суммарного содержания окислов Fe_2O_3 и FeO , так и от их соотношения не наблюдается. Однако более магнитные разности амфиболитов ($\alpha > 1000 \cdot 10^{-5}$ СИ) характеризуются более высокой электропроводностью, чем слабомагнитные ($\alpha < 120 \cdot 10^{-5}$ СИ) (рис. 61, а). Электропроводность магнитных амфиболитов оказывается почти на порядок выше, чем слабомагнитных, во всем интервале температур. Известно, что часть амфиболитов развивается по основным и ультраосновным породам. Частично измененные ультраосновные и основные породы могут сохранять свои магнитные свойства, обладая при этом достаточно большой электропроводностью. Полностью превращенные в амфиболиты ультраосновные породы, видимо, не только теряют свои магнитные свойства, но и становятся менее проводящими.

При исследовании электропроводности горных пород Карелии при высоких температурах представлялось интересным оценить электропроводность таких распространенных породообразующих минералов, как кварц, плагиоклаз и микроклин. На рис. 61, б представлены кривые $lg \gamma = f(t)$, соответствующие этим минералам. Для сравнения на этом же рисунке показана кривая $lg \gamma$ для интрузивной основной породы – габбро. Электропроводность всех трех минералов значительно ниже электропроводности габбро. Наибольшей электропроводностью среди представленных минералов обладает кварц. Разница в величине γ кварца и микроклина уже при температуре 400 °С достигает полутора порядков. Наиболее резкое изменение электропроводности кварца наблюдается в интервале температур 150–300 °С. Кривая $lg \gamma = f(t)$ имеет три перегиба, из которых третий, лежащий в интервале температур 500–600 °С, возможно, соответствует переходу α -кварца в его высокотемпературную модификацию – β -кварц.

Электропроводность плагиоклаза, начиная с температуры 200 °С, занимает промежуточное положение между электропроводностью кварца и микроклина. До температур 400 °С $lg \gamma$ плагиоклаза, так же как и микроклина, практически не меняется. В связи с тем,

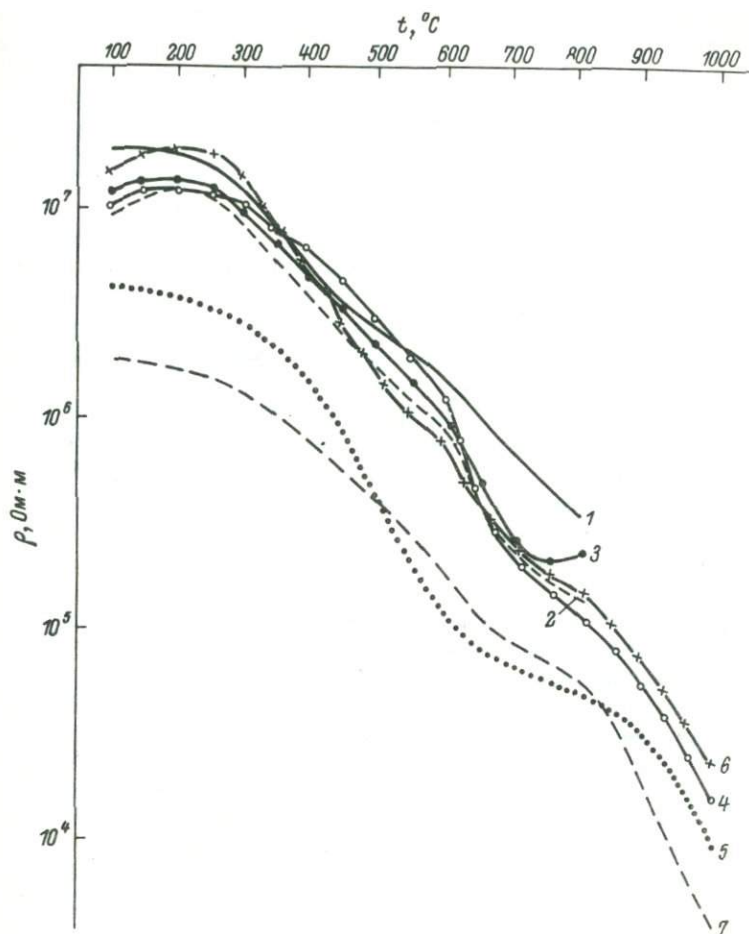


Рис. 62. Обобщенные кривые зависимости удельного сопротивления от температуры.

1 - граниты; 2 - гранодиориты; 3 - гнейсы; 4 - осадочно-вулканогенные породы; 5 - габбро; 6 - амфиболиты; 7 - ультраосновные породы.

что микроклин обладает наибольшей электропроводностью среди исследованных минералов, значительное его содержание в горной породе может несколько снижать величину ее электропроводности в области собственной проводимости.

По результатам изучения электропроводности при различных температурах можно оценить изменения удельного электрического сопротивления горных пород с глубиной.

На рис. 62 сведены обобщенные температурные изменения ρ для тех горных пород, которые являются гипотетическими наполни-

телями отдельных слоев земной коры. Кривые изменения удельного электрического сопротивления с повышением температуры построены таким образом: ρ на поверхности земной коры рассчитано по данным большого количества измерений горных пород при нормальной температуре, а температурные коэффициенты получены по результатам данного исследования. Как видно из рис. 62, распределение ρ в зависимости от температуры для большинства пород очень близкое. Исключения составляют породы основного и ультраосновного состава, для которых значения удельного сопротивления почти на порядок ниже значений ρ остальной группы пород. Практически это положение сохраняется до глубин, соответствующих температурам 800 °С. При более высоких температурах наблюдается сближение кривых и градиент температурных изменений ρ для всех исследуемых пород становится одинаковым.

Характерным для обобщенных кривых ρ является температурный интервал 100–250 °С. В пределах этого интервала с увеличением температуры наблюдается или некоторое увеличение ρ (гнейсы, амфиболиты), или очень слабое уменьшение удельного электрического сопротивления (породы основного и ультраосновного состава). Об уменьшении ρ до температур 200–250 °С гранитоидов упоминалось выше.

Большинство исследователей связывают этот эффект с удалением внутрипоровой влаги, присутствие которой снижает величину ρ при комнатной температуре.

Наиболее сильно этот эффект проявляется у кварцитов и кварцевых диоритов, для которых ρ при 200 °С в сравнении с ρ при 100 °С увеличивается в четыре, три раза соответственно. Соответствующее уменьшение величины диэлектрической проницаемости свидетельствует в пользу предположения о влиянии внутрипоровой влаги на величину ρ в связи с большой величиной ϵ воды.

Нарушение экспоненциальной зависимости сопротивления породы, имеющей внутрипоровую влагу, как считают некоторые авторы (Ржевский, Новик, 1978), связано с изменениями в фазах такой породы при повышении температуры до 200 °С. Если допустить, что уменьшение влаги в породах при их естественном залегании с увеличением глубины связано с ростом температурного поля, то описываемый выше эффект лабораторного эксперимента в какой-то мере может моделировать распределение ρ в верхних частях коры. При использовании данных Кольской сверхглубокой скважины можно оценить глубину неэкспоненциального распределения ρ в 10–15 км.

На большинстве обобщенных кривых ρ заметно изменение градиента температурных изменений ρ в интервале температур 600–800 °С, особенно для основных и ультраосновных пород. В принципе это не противоречит данным лабораторных экспериментов, выполненных другими исследователями, как при атмосферном давлении (Бондаренко, 1968), так с учетом высокого давления (Пархоменко, Бондаренко, 1972). Воздействие высокого давления, влажности и минерализации, вероятнее всего, не может значительно изменить относительный характер распределения ρ . Согласно эксперименталь-

ным данным (Справочник..., 1978) изменение давления от 0,5 до 20 кбар несоизмеримо меньше изменяет сопротивление пород, чем изменение температуры от 100 до 1000 °С. Кроме того, как следует из работ, выполненных в Институте геофизики УССР (Лебедев, Шепель, 1980), экспоненциальная зависимость $\lg \gamma$ от температуры сохраняется до 20 кбар для большинства пород, а степень воздействия на уменьшение ρ таких параметров, как насыщение флюидами и их минерализация, такова, что приводит к уменьшению дифференциации ρ проводящих и малопроводящих пород с увеличением глубины, т.е. действует в ту же сторону, что и температура.

Исходя из данных лабораторного эксперимента, едва ли можно ожидать температурных аномалий ρ в пределах коры. Как следует из рис. 62, единственный скачок ρ в пределах глубин, ограниченных температурным интервалом 200–1000 °С, возможен при 600 °С, где меняется градиент температурных изменений ρ , если он будет усилен резкой сменой состава пород.

По данным геотермического разреза Карелии, описанного ниже, температура 600 °С соответствует глубине 60 км. На возможность существования проводящей границы под корой Балтийского щита указывают данные МТЗ (Строение ..., 1981), по которым промежуточная проводящая граница выделяется на глубине 70 км.

Возможно, авторами несколько завышена глубина проводящей границы, так как кривые МТЗ нормированы на фазовую границу верхней мантии в 500 км, тогда как, по данным других авторов (Рокитянский, 1975), она лежит на глубине 400 км. Существование проводящей границы под корой может быть связано с переходом магнитных пород в немагнитное состояние при температурах, соответствующих точке Кюри.

Э л е к т р о п р о в о д н о с т ь з е м н о й к о р ы

Многочисленными электроразведочными работами на территории Карелии изучены как коренные, так и четвертичные отложения.

Для того чтобы знать и, по возможности, учитывать влияние неоднородности четвертичных отложений при проведении глубинных электромагнитных зондирований, составлена схема продольной проводимости четвертичных отложений (Голод, Лукашев, 1978).

Согласно существующим данным о мощности и строении разреза четвертичных отложений (Бискэ, 1959; Экман, 1968), на территории Карелии выделяются следующие три типа разреза четвертичных отложений: первый имеет наиболее простое строение, и когда на дочетвертичной поверхности залегает только один моренный горизонт, который на отдельных участках может либо замещаться, либо перекрываться флювиогляциальными, озерно-ледниковыми отложениями или торфяниками; второй характеризуется наличием по крайней мере двух ледниковых горизонтов; третий отличается

присутствием нескольких ледниковых и межледниковых горизонтов.

Одной из важных особенностей рельефа Карелии является наличие трех региональных ярусов: верхнего с абсолютными отметками поверхности от 200 до 300 м, среднего – от 100 до 150 м и нижнего – от 0 до 100 м. Сопоставление пространственного положения разных типов разреза четвертичного покрова с ярусами рельефа показало, что они находятся в определенной зависимости. В пределах районов развития верхнего яруса рельефа наибольшую площадь занимают разрезы первого типа, а мощность четвертичных отложений не превышает 10 м, в пределах участков развития среднего яруса отмечаются разрезы первого и второго типов, мощность четвертичных осадков колеблется в широких пределах – от 0–10 до 10–20 м, нижний ярус рельефа характеризуется присутствием всех трех типов разреза, а мощность осадков возрастает до 10–150 м.

Удельное электрическое сопротивление четвертичных отложений определялось по параметрическим ВЭЗ. При этом получены следующие значения: торф – $(0.15 \div 1.0) \cdot 10^3$ Ом·м при среднем значении 300 Ом·м, моренные отложения выше уровня грунтовых вод – $(5 \div 10) \cdot 10^3$ Ом·м, морена ниже уровня грунтовых вод – $(0.5 \div 1) \cdot 10^3$ Ом·м. Коренные породы Карелии (гнейсы, граниты, габбро, диабазы и др.) характеризуются средним удельным сопротивлением $(4 \div 8) \cdot 10^3$ Ом·м и лишь шунгит и графитосодержащие образования – удельным сопротивлением порядка 100 Ом·м. Для наиболее распространенного первого типа разреза четвертичных отложений электрический разрез может быть или двухслойным (торф–коренные породы, морена–коренные породы), или трехслойным (торф–морена–коренные породы, морена выше уровня грунтовых вод–морена ниже уровня грунтовых вод–коренные породы). Второй и третий типы разреза четвертичных отложений, где присутствует несколько горизонтов морены, характеризуются таким же электрическим разрезом, как и первый тип, но с большей мощностью второго слоя.

Для построения схемы продольной проводимости использовались полученные по параметрическим ВЭЗ значения удельного сопротивления различных видов четвертичных отложений, схема типов разрезов этих отложений, план региональных ярусов рельефа Карелии, карта четвертичных отложений и карта мощности этих отложений.

Наибольшая продольная проводимость характерна для четвертичных отложений в зоне сочленения Балтийского щита и Русской платформы – $S = 0.2$ См (рис. 63). В этой зоне устанавливается наибольшая мощность четвертичных отложений, достигающая в отдельных случаях 100 м. Наименьшая продольная проводимость (менее 0.01 См) отмечается для побережья Белого моря и северного берега Ладожского озера, где мощность четвертичных отложений незначительна. Повышение продольной проводимости характерно для четвертичных отложений в прибрежной части больших озер, где наряду с увеличе-

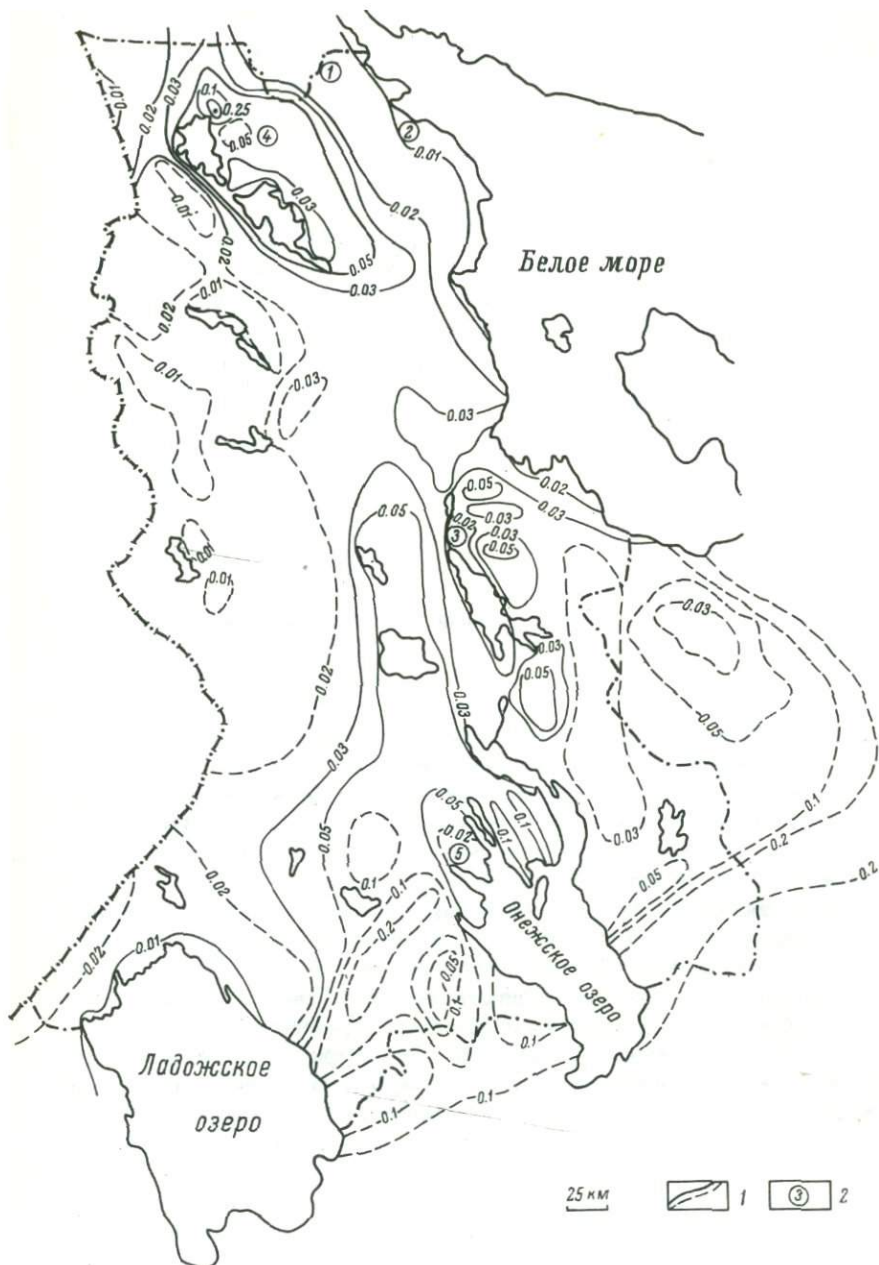


Рис. 63. Схема проводимости четвертичного покрова Карелии.

1 – изолинии, См (более и менее достоверные); 2 – наиболее изученные площади.

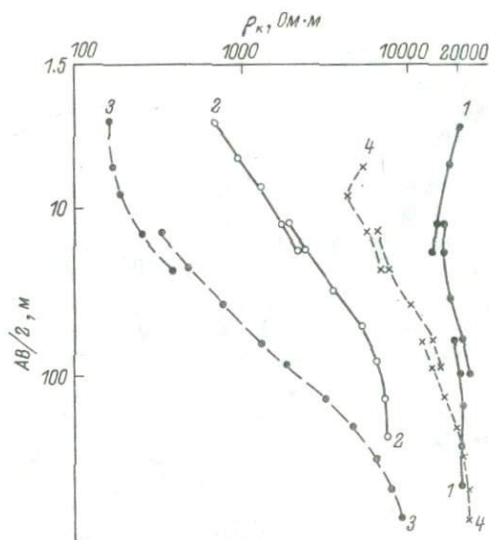


Рис. 64. Кривые ВЭЗ.

1 - гранит; 2 - гранат-биотитовый гнейс; 3 - метадиабаз; 4 - габбро.

нием общей мощности отложений увеличивается в разрезе мощность их глинистых лимногляциальных разностей.

В северной Карелии продольная проводимость четвертичных отложений мала - 0.01-0.02 См, увеличивается вблизи Пяозера и Топозера до 0.05-0.1 См. На северном берегу Пяозера иногда проводимость достигает нескольких См.

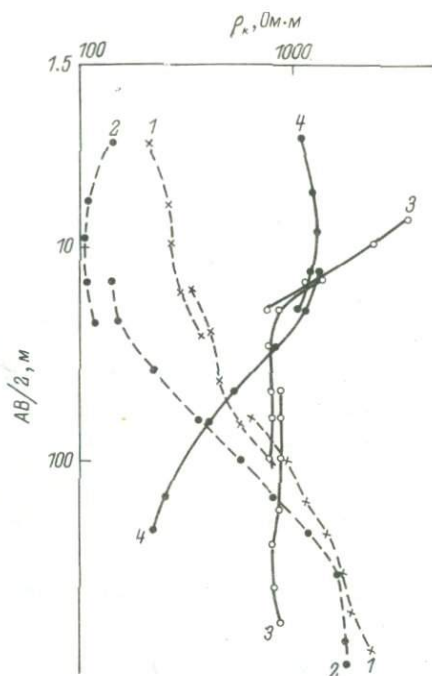
В целом четвертичные отложения Карелии, и особенно северной, характеризуются невысокой и выдержанной по площади продольной проводимостью, что облегчает проведение как магнитотеллурических зондирований, так и зондирований искусственными полями.

Основные сведения об удельном электрическом сопротивлении коренных пород также получены по параметрическим ВЭЗ с расстояниями питающих электродов до 1000 м, а при достаточно большой мощности объектов - в результате электропрофилеирования. В значительно меньшем объеме проводились параметрические измерения на обнажениях пород. При этом полученные значения удельного сопротивления несколько завышены по отношению к значениям по ВЭЗ.

Примеры типичных кривых параметрических ВЭЗ, проведенных в разных районах Карелии, показаны на рис. 64 и 65. По кривым видно, что наибольшим сопротивлением обладают граниты и другие изверженные породы, а также гнейсы, меньшим сопротивлением - осадочные породы. Установлено, что породы одного состава характеризуются близкими по значению величинами сопротивления во всем регионе. По величине удельного сопротивления коренные поро-

Рис. 65. Кривые ВЭЗ.

1 - порфиroidный амфиболит;
2 - кварц-серицитовый сланец; 3 - кварцит; 4 - шунгитовый сланец.



ды Карелии делятся на три группы, $10^3 Ом \cdot м$: 1) высокого сопротивления — 6–20, это граниты, гнейсы, гранодиориты, габбро-диабазы и др., 2) пониженного сопротивления — 2–4 — филлитовидные сланцы, кварцито-песчаники, кварц-карбонатные и кварц-хлоритовые сланцы, туфосланцы, в эту же группу входят серпентинизированные перидотиты и пироксениты (из-за большого содержания в них магнетита), а также породы первой группы, если они находятся в тектонических зонах (из-за обводнения пород), 3) электронные проводники — пирит-пирротиновые руды, шунгитсодержащие и графитсодержащие сланцы (от долей до первых сотен ом-метров).

Наибольшее площадное распространение в регионе получили породы высокого сопротивления, ограниченно распространены породы второй группы, которые, как правило, развиты только в пределах нижнепротерозойских синклинорных структур, породы третьей группы распространены в Карелии спорадически, однако в некоторых случаях занимают большую площадь. В частности, эти породы широко развиты в Онежской мульде (Центрально-Онежский блок), электрическое поле которой описано в гл. 2.

В целом же юго-восточная часть Балтийского щита сложена породами высокого сопротивления, что дает возможность рассматривать данную территорию как полигон, своеобразное окно, позволяющее оценить геоэлектрический разрез на глубину до нескольких сотен километров.

В целом же юго-восточная часть Балтийского щита сложена породами высокого сопротивления, что дает возможность рассматривать данную территорию как полигон, своеобразное окно, позволяющее оценить геоэлектрический разрез на глубину до нескольких сотен километров.

Э л е к т р о п р о в о д н о с т ь в е р х н е й м а н т и и

Глубинные исследования осуществлены методом МТЗ цифровой станцией ЦЭС-1 в семи точках, примыкающих к профилю Белое море-граница с Финляндией (рис. 66), причем две из этих точек были сгруппированы в районе пос. Кестеньга (расстояние между этими

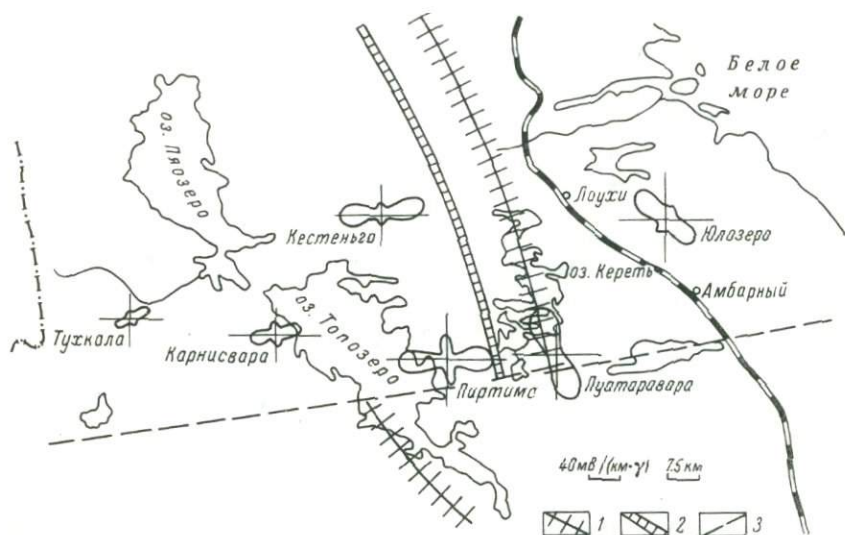


Рис. 66. Схема расположения кривых МТЗ с нанесением импедансных диаграмм.

Зоны разломов: 1 – межгеоблоковые, 2 – межблоковые, 3 – внутривблоковые.

точками 15 км). Все точки МТЗ поставлены на породах с удельным сопротивлением от $6 \cdot 10^3$ до $20 \cdot 10^3$ Ом·м (по данным ВЭЗ) и в эпицентрах локальных аномалий силы тяжести, что позволило достичь условий максимальной геологической однородности верхней части разреза земной коры. Первичная обработка материалов МТЗ выполнена по программе Днепропетровской геофизической экспедиции.

Кривые МТЗ, полученные при различном направлении осей установки, расходятся по величине в 3–4 раза при их параллельности (рис. 67), что связано с горизонтальной неоднородностью разреза. В связи с этим наиболее представительной следует считать кривую $\rho_{эф}$. О неоднородности разреза свидетельствует и близкая к эллиптической форма импедансных полярных диаграмм (рис. 66). По виду этих диаграмм можно также судить о том, что Карельский геоблок (в пределах которого расположены точки МТЗ „Тухкала“, „Карнисвара“, „Кестьеньга“ и „Пиртима“) и Беломорский геоблок (точки „Луатаравара“ и „Юлозеро“) различаются между собой не только в современном эрозионном срезе и даже не только в строении земной коры, но и в строении верхней мантии, так как на сравнительно больших периодах диаграммы существенно различны: в пределах Карельского геоблока большая их ось ориентирована в широтном, в пределах Беломорского – в северо-западном направлении.

На кривой МТЗ „Карнисвара“ (рис. 67), так же как на всех других кривых, хорошо видны два минимума ρ_T , соответствующие

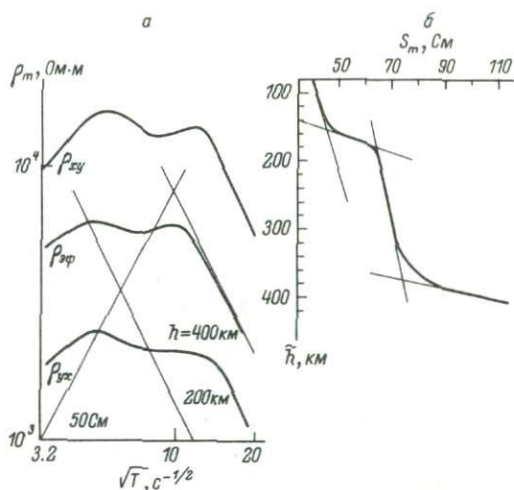


Рис. 67. Кривые МТЗ - наблюдаемая (а) и трансформированная (б) в точке Карнисвара.

проводящим горизонтам на глубинах 150-200 и 350-400 км. По трансформированной в координаты $\tilde{h}-S_T$ (эффективная глубина-кажущаяся проводимость) кривой МТЗ „Карнисвара“ глубина залегания кровли первого проводящего горизонта оценивается в 160, второго - 380 км. Приближенная интерпретация кривых ρ_T указанными двумя способами, а также по методике Г.В. Молочнова и Секриеру (1974) и формуле (Бердичевский, 1968)

$$h = 0.52 \sqrt{\rho_{max} T_{max}}$$

приводит к одному и тому же результату (с максимальным расхождением 20%).

Верхний из этих горизонтов, судя по малой интенсивности минимума ρ_T имеющий относительно небольшую мощность (по трансформированной кривой порядка 20 км), отождествляется нами с зоной частичного плавления пород или „волноводом“.

Как известно, сопротивление горных пород убывает с температурой линейно. А.С. Семенов (1978), анализируя кривые ВЭЗ для щитов и изменение сопротивления пород с температурой, пришел к выводу о постепенном непрерывном увеличении сопротивления с глубиной примерно до 10-15 км (за счет уменьшения в них влаги) и дальнейшем уменьшении сопротивления примерно до 1000 Ом·м на глубине порядка 300 км (за счет повышения температуры). Примерно такую же зависимость изменения сопротивления с глубиной для щитов и древних платформ дают и другие авторы. Так, Л.Л. Ваньян (1981) приводит нормальный геоэлектрический разрез с линейным изменением удельного сопротивления от 10^4 на глубине 30 км до 30 Ом·м на глубине 300 км.

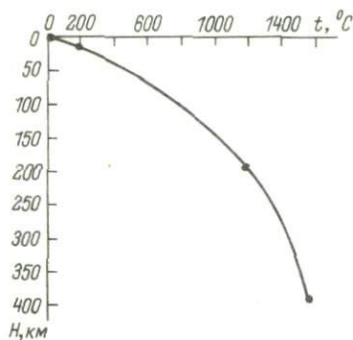


Рис. 68. Кривая изменения температуры с глубиной.

Однако в активных зонах, где по р-Т-условиям существует частичное плавление, электропроводность пород резко возрастает за счет жидкой части базальта, которая обволакивает твердые зерна, образуя сквозные каналы для электрического тока. По-видимому, и под щитами также могут создаваться р-Т-условия, приводящие

к частичному плавлению пород. Правда, мощность слоя здесь несомненно меньше, чем в активных зонах, а удельное сопротивление выше за счет меньшей доли расплава: при суммарной продольной проводимости разреза порядка 80 См удельное сопротивление вещества зоны частичного плавления составит примерно 300 Ом·м. За счет жидкой фазы в этом же слое уменьшается скорость прохождения упругих колебаний, в связи с чем он должен отмечаться как электрическим, так и сейсмическим методом.

Многие геофизики считают, что существование „волновода“ в верхней мантии бесспорно, но повсеместное его распространение вызывает сомнение. Так, В.В. Белоусов (1975) считает, что „волновод“ чрезвычайно слабо выражен, а местами, по-видимому, и совсем отсутствует под древними кристаллическими щитами. Там, где „волновод“ под щитами присутствует, он начинается на глубине свыше 100 км и заканчивается на глубине 200 км.

По данным МТЗ, проведенным в северной Карелии, можно предположить, что и под Балтийским щитом на глубине 150–200 км существует редуцированный слой частичного плавления вещества мантии („волновод“).

Граница проводящего слоя, полученная по материалам МТЗ на глубине 350–400 км, по-видимому, отделяет слой повышенного сопротивления верхней мантии от ее проводящего основания, т.е. представляет собой границу слоев В и С по модели Земли Гутенберга-Буллена. Хотя мантия неоднородна и глубина границы С может изменяться, но все-таки наиболее вероятная ее глубина 400 км. Некоторые авторы (Рокитянский, 1975) даже считают, что постоянство глубины до проводящего основания мантии является критерием того, что кривая МТЗ не искажена, так как именно на глубине 350–450 км наблюдается на сейсмических разрезах зона резкого повышения скоростей.

Увеличение электропроводности вещества мантии на границе слоев В и С связывается с проходящим здесь фазовым переходом оливина в шпинель, при котором плотность породы увеличивается на 10% за счет замены ромбической структуры оливина на кубическую шпинели, а электропроводность, как показали эксперименты японских ученых (Akimoto, Fujisava, 1965), возрастает за счет электронной проводимости породы.

Известно, что температура плавления базальта при давлении 50 кбар равна 1200 °С, а температура фазового перехода оливина в шпинель — 1600 °С (Жарков, 1978). Если считать, что полученные в северной Карелии кривые МТЗ в принципе проинтерпретированы правильно, то по нескольким точкам можно построить геотермический разрез этой части Балтийского щита. Глубине 150 км (проводящий слой, начало плавления пород) соответствует температура 1200 °С, а глубине около 400 км — температура 1600 °С. Можно также учесть, что в сверхглубокой скважине, проходимой на Кольском полуострове (в 300 км от точек МТЗ), на глубине 10 км получена температура 180 °С. По этим трем точкам и точке на поверхности построена кривая изменения температуры с глубиной для восточной части Балтийского щита (рис. 68). Кривая свидетельствует о значительном изменении геотермического градиента с глубиной: если на первых 10 км он равен 18 °С/км, то в пределах всей земной коры — 12 °С/км, на глубине от 50 до 150 — 6 °С/км, а от 150 до 400 км — примерно 2 °С/км. По геотермическому разрезу можно оценить температуру на границе Мохоровичича, глубина залегания которой в Карелии равна примерно 40 км. На этой глубине температура может достигнуть 400 °С, что не противоречит геотермическим оценкам (Смирнов, 1970). Наконец, по разрезу можно судить о мощности магнитноактивного слоя — точке Кюри магнетита соответствует глубина 60 км.

К настоящему времени методом магнитотеллурического зондирования получено еще очень мало материалов на Балтийском щите, вследствие чего вышеприведенные данные следует рассматривать как предварительные.

Юго-восточная часть Балтийского щита – регион слабо обнаженный, многие районы покрыты сильно обводненными четвертичными отложениями. Не удивительно, что при изучении геологического строения Карелии уже несколько десятилетий применяются геофизические методы. Однако как сами методы, так и материалы, полученные с их помощью, используются для геологических построений еще недостаточно.

Сейсморазведка методом ГСЗ, на материалы которой опираются почти все глубинные построения, проведена по малому количеству профилей – почти не изучен Беломорский геоблок, слабо изучены Карельский и Ладожский геоблоки. Необходимо продолжение как сейсмических, так и сейсмологических исследований юго-восточной части Балтийского щита.

Настало время систематически исследовать гравиразведкой каждый блок земной коры на территории Карелии в крупном масштабе. Количественная интерпретация материалов такой съемки позволит значительно уточнить структурные геологические карты всех районов Карелии.

Аэромагнитная съемка юго-восточной части Балтийского щита проведена два раза – вначале аэромагнитометрами АЭМ-49 и АСГМ-25, затем более точным магнитометром АММ-13. Если первой съемкой в основном выявлены районы распространения сильномагнитных железистых кварцитов, то повторная (более точная) съемка позволила оконтурить ятулийские структуры Карелии, где развиты магнитные габбро-диабазы, выделить слабомагнитные гранито-гнейсовые поля. Петромагнитные исследования, проведенные в последние годы, показали, что даже слабомагнитные породы, составляющие большую часть региона, дифференцируются по намагниченности. Более точная магнитная съемка позволит разделить эти породы, выявить метасоматиты и т.д. Следовательно, необходима третья детальная аэромагнитная съемка территории Карелии современными протонными или квантовыми магнитометрами, что в комплексе с геологическими наблюдениями и материалами других геофизических методов позволит создать кондиционную крупномасштабную геологическую карту региона.

Наряду с сейсморазведкой для изучения глубинного строения юго-восточной части Балтийского щита следует шире проводить электро-

разведочные наблюдения, так как эти методы базируются на использовании различных физических параметров. В условиях Карелии, где коренные породы характеризуются высоким удельным сопротивлением, магнитотеллурические зондирования, выполненные станциями ЦЭС-1 и ЦЭС-2, позволяют судить об электропроводности верхней мантии (и, возможно, самой нижней части земной коры). Для получения электрического разреза верхней и средней части коры необходимо проведение в большом объеме электроразведочных работ искусственными полями.

Автоматизация на ЭВМ геолого-геофизических исследований (главная управляющая программа). Минск, 1974. 66 с.

Аномалии электропроводности на юге Карелии / И.И. Рокитянский, Н.Д. Васин, М.И. Голод и др. - В кн.: Геофизический сборник. Киев, 1979, № 89, с. 36-39.

Белоусов В.В. Типы и происхождение складчатости. - Сов. геология, 1958, № 1, с. 40-64.

Белоусов В.В. Основы геотектоники. М.: Недра, 1975. 264 с.

Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования. М.: Недра, 1968. 255 с.

Бискэ Г.С. Четвертичные отложения и геоморфология Карелии. Петрозаводск, 1959. 307 с.

Богачев А.И., Зак С.И., Сафронова Г.П. Геология и петрология Ельтозерского массива габброидных пород Карелии. М.-Л., 1963. 160 с.

Богачев А.И., Слюсарев В.Д., Кравченко А.Н. Новый тип щелочного протерозойского магматизма в Карелии. - ДАН СССР, 1976, т. 230, № 5, с. 1169-1172.

Бондаренко А.Т. Обобщение данных по электропроводности изверженных горных пород при высоких температурах в связи со строением земной коры и верхней мантии. - ДАН СССР, 1968, т. 178, № 5, с. 1058-1060.

Бондарь Л.Ф., Хейсканен К.И. К характеристике тектонических структур кислых вулканитов Беломорского района. - В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1981, с. 23-26.

Булин Н.К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита. - ДАН СССР, 1971, т. 198, № 3, с. 657-660.

Бурцева З.А. Петрология Ципрингского массива ультраосновных и кислых пород и перспективы его никеленности. Автореф. канд. дис. Л., ВСЕГЕИ, 1955. 24 с.

Ваньян Л.Л. О моделях глубинной электропроводности. Обзор. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 5, с. 57-66.

Володичев О.И. Метаморфизм фации дистеновых гнейсов (на примере беломорского комплекса). Л.: Наука, 1975. 170 с.

Волотовская Н.А., Шмыгалев В.И. Таваярвинский комплекс. - В кн.: Геология СССР. Т. XXXVII. Карельская АССР, М., 1960, с. 431-434.

Галдобина Л.П., Сацук Ю.И., Ларин А.К. Осадочные образования верхнего ятулия Лехтинской структуры (оз. Летнее). - В кн.: Оперативно-информационные материалы за 1977 год. Петрозаводск, 1978, с. 30-35.

Галдобина Л.П., Соколов В.А., Хейсканен К.И. К проблеме геологии ятулия. Структура ятулийских толщ. Район оз. Летнего-оз, Муезера. — В кн.: Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии, Петрозаводск, 1972, с. 97-102.

Геологическое строение северо-запада Карелии по геологическим и гравиметрическим данным / А.С. Гришин, В.С. Степанов, Ю.И. Сыстра и др. — В кн.: Геофизические исследования восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1980, с. 5-20.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид / К.А. Шуркин, В.И. Шемякин, Ю.Д. Пушкарев и др. Л.: Наука, 1974. 183 с.

Геология СССР. Т. 37. Карельская АССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Госгеолтехиздат, 1960. 740 с.

Геофизические методы при поисках слюдяных месторождений / М.И. Голод, А.С. Гришин, Т.С. Игнатъева и др. Л.: Наука, 1973. 111 с.

Голованова Л.С. Литологические и петрохимические особенности разрезов котозерской и хетоламбинской свит беломорского комплекса в Чупинском районе. — В кн.: Пегматиты Карелии и Кольского полуострова. Петрозаводск, 1977, с. 37-68.

Голованова Л.С., Алексеев Б.Я. Чупинская свита беломорской серии. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 48-62.

Голод М.И. Об использовании метода естественного электрического поля при разведке пегматитовых жил. — Вопросы разведочной геофизики, 1962, вып. 1, с. 178-181.

Голод М.И. Геофизические методы при поисках тектонических пегматитовых зон. Л.: Наука, 1978. 116 с.

Голод М.И., Кищенко Н.Т. К вопросу о магнетизме пород слюдяных месторождений Карелии. — В кн.: Геофизические исследования восточной части Балтийского щита. Петрозаводск, 1980, с. 86-100.

Голод М.И., Лукашов А.Д. Электропроводность четвертичных отложений Карелии. — В кн.: Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 4-10.

Голубев А.И., Робонен В.И., Рыбаков С.И. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., 1973, с. 43-45.

Голубев А.И., Светов А.П. Морфология и химизм лавовых покровов сумийско-сарийского осадочно-вулканогенного комплекса северо-западного Прионежья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 32-37.

Горлов Н.В. Структура беломорид (северо-западное Беломорье). Л.; М.: Наука, 1967. 111 с.

Гришин А.С. Методика использования способов количественной интерпретации гравитационных и магнитных аномалий для решения геологических задач в Карелии. — В кн.: Геофизические и петрофизические исследования в Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 19-27.

Гродницкий Л.Л. Проблема классификации пегматитов и формационный анализ. — В кн.: Геология, минералогия и геохимия пегматитовых полей Карелии. Петрозаводск, 1978, с. 4-25.

Гродницкий Л.Л., Полин А.К. Пегматиты северной Карелии и их ореолы. Петрозаводск, 1975. 201 с.

Дедеев В.А., Шустова Л.Е. Геоблоки Европейской части СССР. Сыктывкар, 1976. 52 с.

Де мени ц к а я Р.М. Основные черты строения коры Земли по геофизическим данным, М.: Гостоптехиздат, 1961, 224 с.

Д о р т м а н Н.Б., Ж д а н о в В.В. Петрофизические исследования при геологическом картировании докембрийских образований. - В кн.: Проблемы изучения геологии докембрия. Л.: Наука, 1967, с. 225-242.

Ж а р к о в В.Н. Внутреннее строение Земли и планет, М.: Наука, 1978, 192 с.

Ж д а н о в В.В. Метасоматизм и рудообразование в гранитном слое земной коры. - В кн.: Магматизм и рудообразование, М.: Недра, 1975, с. 44-53.

Ж д а н о в В.В., Д у д е н к о Л.Н., Ж у к о в Р.А. Метаморфо-метасоматическая зональность и принципы ее картирования. - В кн.: Методика картирования метаморфических комплексов, Новосибирск: Наука, 1980, с. 58-68.

З е м н я я к о р а в о с т о ч н о й ч а с т и Б а л т и й с к о г о ш и т а / К.О. Кратц, В.А. Глебовицкий, Р.В. Былинский и др. Л.: Наука, 1978, 232 с.

И г н а т ь е в а Т.С. Опыт применения гравиразведки для изучения складчатых структур. - В кн.: Геофизические исследования докембрийских образований Карелии, Петрозаводск: Карельск. кн. изд-во, 1968, с. 45-49.

И г н а т ь е в а Т.С. Петрофизическая характеристика разреза среднего протерозоя Заонежского полуострова. - В кн.: Геофизические и петрофизические исследования в Карелии, Петрозаводск, 1978, с. 54-78.

И г н а т ь е в а Т.С., Б у г р о в Н.М. Применение петрофизики при изучении тектонических зон в условиях центральной Карелии. - В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии, Петрозаводск, 1974, с. 20-28.

И н т р у з и в н ы е б а з и т - у л ь т р а б а з и т о в ы е к о м п л е к с ы д о к е м б р и я К а р е л и и. Л.: Наука, 1976, 163 с.

К а л а ф а т и Л.В. Закономерности распределения пегматитов юго-запада Кольского полуострова на основе стратиграфического расчленения беломорской толщи. - В кн.: Вопросы геологии и минералогии Кольского п-ва, М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1960, вып. 2, с. 38-57.

К а р а т а е в Г.И. Корреляционная схема геологической интерпретации гравитационных и магнитных аномалий. Новосибирск: Наука, 1966, 135 с.

К и щ е н к о Н.Т. Об изменении магнитных свойств ятулийских габбро-диабазов Карелии в процессе метаморфизма. - В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии, Петрозаводск, 1974, с. 29-33.

К л а б у к о в Б.Н. Методика измерений электрических свойств горных пород. - В кн.: Методика и техника петрофизических исследований. Апатиты, 1976, с. 28-32.

К л а б у к о в Б.Н., Г о л о д М.И. Исследование электрических свойств горных пород Северной Карелии при высоких температурах. - В кн.: Петрофизические исследования Карело-Кольского региона, Петрозаводск, 1979, с. 147-156.

К о р с а к о в В.Н., В е р б и ц к и й Р.И., М а л о в Н.Д. Прогноз слюдоносных пегматитов по гравиметрическим данным. - Разведка и охрана недр, 1974, № 1, с. 18-21.

К р а с н ы й Л.И. Геоблоки. - Геотектоника, 1967, № 5, с. 103-120.

К р а с н ы й Л.И. Проблемы тектонической систематики, М.: Недра, 1972, 151 с.

К р а т ц К.О. Геология карелид Карелии, Л.: Наука, 1963, 210 с.

Куликов В.С. Суйсарский магматизм Онежской мульды. — В кн.: Природные ресурсы Карелии и пути их рационального использования. Петрозаводск, 1973, с. 5-6.

Куликов В.С. Главные петрохимические черты протерозойского вулканизма Карелии. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1975, с. 14-19.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969. 184 с.

Кушев В.Г. Щелочные метасоматиты докембрия. Л.: Недра, 1972. 189 с.

Лавров М.М. Нижнепротерозойские формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. — В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 74-87.

Лавров М.М. Олангская группа интрузий. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л., 1971, с. 61-72.

Лавров М.М. Гипербазиты и расчлененные перидотит-габбро-норитовые интрузии докембрия Северной Карелии. Л.: Наука, 1979. 136 с.

Лебедев Т.С., Шепель С.И. Электрические свойства некоторых пород ультраосновного состава Украинского щита при высоких термобарических режимах. — Геофиз. журн., 1980, т. 2, № 2, с. 11-22.

Литвиненко И.В. Сейсмический метод при изучении глубинного строения Балтийского щита. — Зап. Ленингр. гор. ин-та, 1963, т. 46, вып. 2, с. 3-13.

Металлогения восточной части Балтийского щита / К.Д. Беляев, Т.В. Билибина, Ю.Б. Богданов и др. Л.: Недра, 1980. 247 с.

Мишарев Д.Т., Амеландов А.С., Захарченко А.И. Стратиграфия, тектоника и пегматитоносность северо-западного Беломорья. — Труды ВСЕГЕИ, 1960, Н.С., т. 31. 112 с.

Молочнов Г.В., Секриеру В.Г. Исследование эффективной глубины проникновения электромагнитного поля в слоистой среде и возможности приближенной интерпретации магнитотеллурических зондирований. — Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1974, № 382. Сер. физ. и геол. наук, вып. 24, с. 233-266.

Московченко Н.И., Турченко С.И. Метаморфизм кинит-силлиманитового типа и сульфидное оруденение (Северная Карелия). Л., 1975. 140 с.

Негруца Т.Ф. Палеогеография и литогенез раннего протерозоя области сочленения карелид и беломорид. Л.: Изд-во ЛГУ, 1979. 255 с.

Пархоменко Э.И., Беликов Б.П., Дворжак Э. Влияние серпентинизации на упругие и электрические свойства горных пород. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1973, № 8, с. 101-108.

Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т. Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 279 с.

Пейве А.В. Разломные и тектонические движения. — Геотектоника, 1967, № 5, с. 8-24.

Петромагнитная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. Н.Б. Дортман. М., 1978.

Петроплотностная карта геологических формаций восточной части Балтийского щита. Масштаб 1:1 000 000 / Ред. Н.Б. Дортман, М.Ш. Магид. М., 1978.

Петрофизика пород Западного Беломорья / Т.С. Игнатьева, В.С. Степанов, Ю.И. Сыстра и др. Петрозаводск: Карелия, 1980. 160 с.

Петрофизическая характеристика шунгитовых пород / Т.С. Игнатьева, М.И. Голод, Л.П. Галдобина и др. - В кн.: Петрофизическая характеристика советской части Балтийского щита. - Апатиты, 1976, с. 110-114.

Полканов А.А. Дочетвертичная геология Кольского полуострова и Карелии или наиболее восточной части Фенноскандинавского кристаллического щита. - Тр. XVII сессии МГК, 1939, т. 2, с. 27-58.

Полканов А.А. Краткий очерк геологии наиболее восточной части Фенноскандии - Карелии и Кольского полуострова. - Учен. зап. ЛГУ, 1949, № 49. Сер. геол.-почв. наук, вып. 9, с. 5-20.

Поротова Г.А., Былинский Р.В., Сокол В.С. Региональные аномалии магнитного поля Карелии и связь их со строением земной коры. - В кн.: Геофизический сборник, 1976, вып. 73, с. 61-65.

Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии / Науч. ред. В.А. Соколов. Петрозаводск: Карелия, 1972. 187 с.

Ржевский В.В., Новик Г.Я. Основы физики горных пород. М.: Недра, 1978. 390 с.

Робонен В.И. Стратиграфия нижнего протерозоя Шуэзерского синклинория. - Тр. Карельск. ФАН СССР, 1963, вып. 36, с. 7-19.

Робонен В.И., Коросов В.И., Елисеев М.А. Обазальтных образованиях карельского комплекса (нижнего протерозоя). - В кн.: Геология раннего докембрия Карелии. Петрозаводск, 1979, с. 120-148.

Рокитянский И.И. Исследование аномалий электропроводности методом магнитовариационного профилирования. Киев: Наукова думка, 1975. 280 с.

Салоп Л.И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, вып. 4, с. 5-30.

Светов А.П. Платформенный базальтовый вулканизм карелид Карелии. Л., 1979. 208 с.

Светов А.П., Голубев А.И., Гончарова Л.В. Вулканоэнные породы центральной части Лехтинской структуры и их стратиграфическое положение (Восточная Карелия). - В кн.: Магматические комплексы (вопросы геологии и петрографии). Петрозаводск, 1977, с. 43-48.

Свириденко Л.П. Гранитообразование в фундаменте карелид и его связь с тектоникой и метаморфизмом (на примере района оз. Верхнее Куйто). - В кн.: Тезисы докладов регионального петрографического совещания по магматизму Балтийского щита. Апатиты, 1968, с. 14-16.

Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии Западной Карелии. Л.: Наука, 1974. 157 с.

Свириденко Л.П. Гранитообразование и проблемы формирования докембрийской земной коры. Л.: Наука, 1980. 216 с.

Свириденко Л.П., Игнатьева Т.С., Володичев О.И. Магнитные свойства древнейших гранулитов как основа интерпретации магнитного поля. - В кн.: Петрофизические исследования Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1979, с. 77-86.

Свириденко Л.П., Романов Е.М. К методике изучения закономерностей пространственного изменения физических свойств ультраметаморфических комплексов. - В кн.: Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974, с. 47-51.

Свириденко Л.П., Хейсканен К.И. Тренд гранитоидов Карелии. Л.: Наука, 1976. 139 с.

- Семенов А.С. Электрический разрез кристаллических пород древних щитов. — Учен. зап. Ленингр. ун-та, 1978, № 392. Сер. физ. и геол. наук, вып. 27, с. 108–113.
- Семенов А.С. Электроразведка методом естественного электрического поля. Л.: Недра, 1980. 446 с.
- Слюсарев В.Д., Куликов В.С. Геохимическая эволюция базит-ультрабазитового магматизма протерозоя (Юго-восток Балтийского щита). Л.: Наука, 1973. 105 с.
- Смирнов Я.Б. Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, с. 250–265.
- Соколов В.А. Геология и литология карбонатных пород среднего протерозоя Карелии. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 185 с.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П. К стратиграфии и корреляции ятулийских отложений (на примере Центральной Карелии). — В кн.: Стратиграфия и изотопная геохронология докембрия восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1971, с. 65–71.
- Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В. Геология, литология и палеогеография ятулия Центральной Карелии. Петрозаводск: Карелия, 1970. 366 с.
- Соколов В.А., Стенарь М.М. Принципы расчленения и корреляция докембрия юго-восточной части Балтийского щита. — В кн.: Принципы и критерии расчленения докембрия в мобильных зонах. Л.: Наука, 1980, с. 140–173.
- Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах. М.: Недра, 1978. 237 с.
- Стенарь М.М. Беломорская серия архея Кемско-Беломорского района (Западное Беломорье). — В кн.: Геология слюдяных месторождений Карелии и Кольского полуострова, методика их разведки и промышленное использование слюды. Петрозаводск, 1969, с. 38–48.
- Стенарь М.М. Тектоническое развитие архейского комплекса Карелии (беломорида Западного Беломорья). — Геотектоника, 1972, № 5, с. 42–52.
- Стенарь М.М. Архей. — В кн.: Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973, с. 5–49.
- Стенарь М.М. Беломорский блок. — В кн.: Проблемы геологии докембрия Карело-Кольского региона. Петрозаводск, 1976, с. 13–18.
- Степанов В.С. Друзиты губы Домашней Белого моря. — В кн.: Геохимия гипербазитов Карело-Кольского региона. Л.: Наука, 1971, с. 88–94.
- Степанов В.С. Комплекс перцолитов-габбро-норитов (друзитов) Западного Беломорья. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 1975, с. 54–57.
- Степанов В.С. Магматические комплексы и некоторые черты эволюции основного-ультраосновного магматизма центральной части Западного Беломорья. — В кн.: Интрузивные базитовые-ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Л.: Наука, 1976, с. 9–25.
- Строение континентальной земной коры на территории СССР (по геофизическим данным) / Л.В. Булина, Н.К. Булин, Г.И. Мартынова и др. Л.: Недра, 1974. 112 с.
- Строение осадочной толщи в Кандалакшском заливе Белого моря / А.В. Калинин, В.В. Калинин и др. — ДАН СССР, 1976, т. 229, № 5, с. 1188–1191.

Строение северо-восточной части Балтийского щита по магнито-теллурическим данным / А.Г. Краснобаева, Б.П. Дьяконов, П.Ф. Астафьев и др. - Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 6, с. 65-74.

Ступникова Н.И., Зыков С.И., Жиров К.К. Радиологический возраст пегматитовых жил Северной Карелии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 85-93.

Судовиков Н.Г. К методике структурного и стратиграфического изучения архейских образований. - Тр. Межд. совещ. по разработке унифицир. стратигр. схем Сибири, М.; Л., 1958, с. 38-52.

Сыстра Ю.Й. Структурная эволюция беломорид Западного Беломорья. Л.: Наука, 1978, 167 с.

Тимофеев В.М. Петрография Карелии. - В кн.: Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография, Т. 13, вып. 5. М.; Л., 1935, 256 с.

Тугаринов А.А., Бибилова Е.В., Горлов Н.В. О возрастном соотношении беломорской и карельской формаций. - Геохимия, 1970, № 3, с. 303-308.

Федынский В.В. Разведочная геофизика. М.: Недра, 1964, 672 с.

Фотиади Э.Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. М.: Гостехиздат, 1958, 244 с.

Хазов Р.А. К вопросу о генезисе оловянно-полиметаллического оруденения Северного Приладожья. - В кн.: Вопросы геологии и закономерности размещения полезных ископаемых Карелии, Петрозаводск, 1966, с. 329-338.

Хазов Р.А. Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья, Л.: Наука, 1973, 87 с.

Хайн В.Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, № 4, с. 87-99.

Харитонов Л.Я. Структура и стратиграфия восточной части Балтийского щита. М., 1966, 360 с.

Цирюльников М.Я., Чечель Э.К., Шустова Л.Е. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского щита. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, Л.: Наука, 1968, с. 178-184.

Цирюльников М.Я., Сокол Р.С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. - В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита, Л.: Наука, 1968, с. 78-89.

Чуйкина Е.П. Структуры и пегматитоносность Северной Карелии. - В кн.: Геология и генезис мусковитовых пегматитов. Л., 1973, с. 33-36.

Шмыгалев В.И. Интрузии основных и ультраосновных пород Олангской группы. - В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии, Петрозаводск, 1968, с. 209-219.

Шуркин К.А. Главные черты геологического развития архея северо-западного Беломорья. - В кн.: Геология и абсолютный возраст докембрия Балтийского щита и Восточной Сибири. Л.: Наука, 1960, с. 75-93.

Шуркин К.А., Горлов Н.В., Салье М.Е. Беломорский комплекс Северной Карелии и Юго-Запада Кольского полуострова (геология и пегматитоносность). - Тр. Лабор. геологии докембрия АН СССР, 1962, вып. 14, 306 с.

Шустова Л.Е., Дедеев В.А., Крац К.О. Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Л.: Наука, 1973, 67 с.

Ш и п ц о в В.В. Взаимоотношение магматических пород в северо-западной части района оз. Тироярви. - В кн.: Геология и петрография (Опериативно-информационные материалы за 1977 г.). Петрозаводск, 1978, с. 62-67.

Э з В.В. О роли изоклиальной складчатости в структуре беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3, с. 69-81.

Э к м а н И.М. Стратиграфия четвертичных отложений Онежско-Ладожского перешейка. Автореф. канд. дис. Л., 1968, 37 с.

Э т а п ы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973. 174 с.

A k i m o t o S., F u j i s a v a H. Demonstration of the electrical conductivity jump produced by the olivine spinel transition. - J. Geophys. Res., 1965, N 70, p. 443-449.

P e n t t i l ä E. Crustal structure in Fennoscandia from seismological and gravimetric observation. Suomalainen tudeakatemia. Helsinki, 1972. 38 p.

В в е д е н и е (М.И. Голод, А.С. Гришин)	3
Г л а в а 1. Петрофизика, физические поля и строение Беломорского геоблока	7
Геологическое строение (М.М. Стенарь, А.С. Гришин)	7
Физические свойства пород геоблока (М.И. Голод)	13
Плотность и намагниченность метаморфических свит (М.И. Голод)	23
Физические поля Чулинского блока (М.И. Голод)	25
Физические поля слюдяных месторождений (М.И. Голод)	30
Физические поля Кемского блока (М.И. Голод, А.С. Гришин) ..	31
Строение Беломорского геоблока по геолого-геофизическим данным (А.С. Гришин)	37
Г л а в а 2. Петрофизика, физические поля и строение Карельского геоблока	45
Пяозерский блок и Тикшозерско-Хизоваарская мобильно-проницаемая зона	45
Физические свойства пород (М.И. Голод)	45
Физические поля блока (М.И. Голод, А.С. Гришин)	49
Строение региона по геолого-геофизическим данным (А.С. Гришин)	58
Вокнаволоцкий блок	64
Физические свойства пород (М.И. Голод)	64
Физические поля блока (М.И. Голод, А.С. Гришин)	65
Строение блока по геолого-геофизическим данным (А.С. Гришин)	68
Шуезерский блок	70
Плотность и магнитная восприимчивость пород (Н.Т. Кищенко)	74
Физические поля блока (М.И. Голод, А.С. Гришин)	86
Строение блока по геолого-геофизическим данным (А.С. Гришин)	91
Центрально-Онежский блок	95
Плотность и магнитная восприимчивость пород (Н.Т. Кищенко)	97
Физические поля блока (М.И. Голод, А.С. Гришин)	112
Строение блока по геолого-геофизическим данным (А.С. Гришин)	119
Г л а в а 3. Слоисто-блоковое строение земной коры Карелии (А.С. Гришин)	124
Анализ наблюдаемого и трансформированного поля силы тяжести	126

Блочное строение земной коры	132
Системы разломов	141
Слоистое строение	142
Мощность земной коры	144
Г л а в а 4. Дифференцированность земной коры и верхней ман- тии Карелии по электропроводности	149
Электропроводность горных пород при высокой температуре (Б.Н. Клабуков)	149
Электропроводность земной коры (М.И. Голод)	159
Электропроводность верхней мантии (М.И. Голод)	163
З а к л ю ч е н и е	168
Л и т е р а т у р а	170

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Утверждено к печати

Институтом геологии Карельского филиала АН СССР

Редактор издательства Л.А. Рейхерт

Художник И.П. Кремлев

Технический редактор Е.Н. Никитюк

Корректоры О.М. Бобылева, Е.А. Гинстлинг и Л.А. Привалова

ИБ № 20602

Подписано к печати 28.06.83. М-28006. Формат 60x90 1/16. Бумага
офсетная № 1. Печать офсетная. Усл. печ. л. 11.25. Усл. кр.-отт. 11.50.
Уч.-изд. л. 12.99. Тираж 650. Тип. зак. № 102. Цена 2 р.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2 руб.

3981



«НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ