

К. А. ШУРКИН

МАТЕРИАЛЫ К ИЗУЧЕНИЮ ТЕКТОНИКИ СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЛАДОЖСКОГО ОЗЕРА

В период 1946—1948 гг. сектором геологии Карело-Финского филиала Академии наук СССР проводились исследования геологии и минералогии Питкярантского пегматитового поля (В. Д. Никитин, К. А. Шуркин). Некоторые сведения о самих пегматитах, а также общие выводы о геологии этого района уже опубликованы в печати [3, 4, 5, 6, 7, 14, 15]. В процессе исследований были получены также новые данные о тектонической структуре участка Импилахти-Питкяранта, имеющие частное значение, но вместе с тем представляющие некоторый общий интерес в связи с вопросом о характере деформаций древнеархейского фундамента в зонах более молодой складчатости.

Настоящая статья посвящена изложению основных результатов изучения тектонических особенностей северной части Питкярантского пегматитового поля. Прежде чем перейти непосредственно к изложению этих результатов, приведем краткую характеристику развитых здесь комплексов пород.

Наибольшим распространением в пределах исследованного участка пользуются нижнеархейские гранито-гнейсы, которые обнажаются среди толщи ладожских кристаллических сланцев в виде округлых «окон» (рис. 1).

В составе комплекса преобладают розовые биотитовые гнейсы, нередко переслаивающиеся с серыми плагиоклазовыми или роговообманковыми. Встречаются также относительно небольшие линзобразные прослои кварцитов и гнейсов с гедритом, диопсидом и эпидотом.

Вся гнейсовая толща неравномерно мигматизирована. При этом намечается два периода мигматизации, связанных с соответствующими гранитами, представленными здесь огнейсованными разностями.

Наиболее ранние граниты микроклинплагиоклазового состава развиты в двух участках: в пределах полосы шириной 1,5—2 км, вдоль западного берега залива Сумерианлахти (Мурсульский блок) и в районе озера Суури—Тоутенлампи (Койринойско-Питкярантский блок).

Более поздние, существенно микроклиновые граниты отделяются от первых интрузией пород основного состава и нигде в пределах описываемой территории не обнаружены в виде сколько-нибудь крупных масс. Но связанная с этими гранитами мигматизация отчетливо проявляется как в самих гнейсах, так и в только что упомянутых основных породах. Последние пользуются довольно широким распространением, представлены дайкообразными и штокообразными телами и по петрографическому составу относятся к различным типам полевошпатовых амфиболитов, изредка с порфиробластами граната и магнетита. На основании мор-

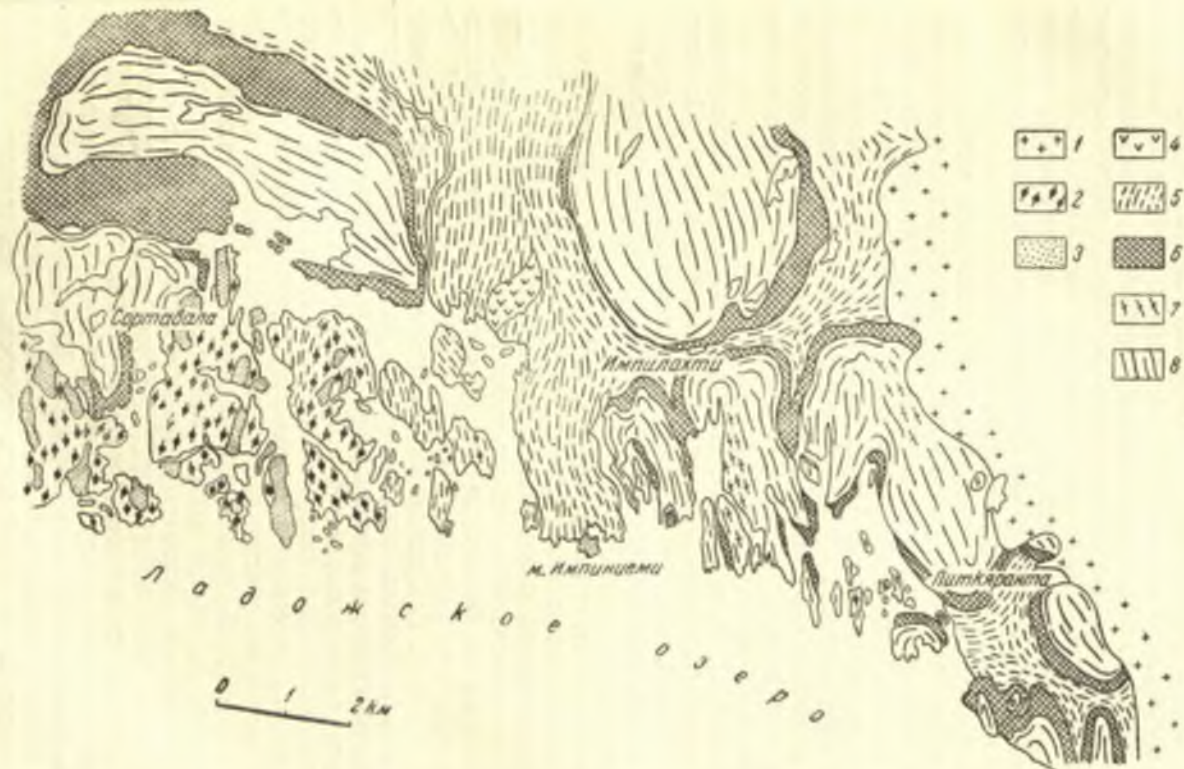


Рис. 1. Схематическая геологическая карта северного побережья Ладожского озера (составлена по материалам А. А. Миндиной, Л. Н. Патрубович, Т. В. Перекалиной, Г. М. Саранчиной, Н. Г. Судовикова, К. А. Шуркина)

1—иотийские граниты рапакивы
 Постладожский комплекс: 2—мигматиты, 3—граниты, грано-диориты, диориты; 4—габбро-диориты, горнблендиты, мангериты.
 Ладожская формация: 5—биотито-гранатовые, биотито-кварцевые сланцы и кварциты (верхний горизонт), 6—роговообманковые сланцы, метаморфизованные известняки и амфиболиты (нижний горизонт).
 Нижнеархейский комплекс: 7—гнейсо-граниты, 8—мигматизированные гнейсы и ортоамфиболиты

фологии и химического состава¹ тел, а также найденных реликтовых оцитовых структур можно предполагать, что первоначально, до мигматизации, эти породы были диабазами и габбро-диабазами.

Кристаллические сланцы так называемой ладожской формации [19], залегающие между «окнами» мигматизированных гранито-гнейсов, подразделяются на два горизонта.

Нижний горизонт четко обрамляет гнейсы; видимая мощность его от 150 до 250 м. В составе этого горизонта преобладают сланцеватые амфиболиты и роговообманковые сланцы. В подошве, средней части и кровле горизонта встречаются пропластки доломитизированных кристаллических известняков или зоны тонкого переслаивания известковисто-силикатных пород с роговообманковыми и биотит-гранатовыми сланцами. В большинстве случаев известняки содержат в том или ином количестве актинолит, тремолит, обыкновенную роговую обманку, диопсид, скаполит, оливин, шпинель, магнетит, пирит, пирротин и пр.

Верхний горизонт ладожской формации в северной части района (Имплахти—Киттеля) слагается главным образом крупночешуйчатыми биотито-гранатовыми или филлитовидными сланцами; местами здесь встречаются сланцы с силлиманитом и кварцитами. На юге участка (Питкяранта и прилегающие острова) преобладают мелкозернистые биотито-кварцевые и двуслюдяные сланцы той же формации, в которых кое-где встречаются прослои с округлыми, овальными, роликообразными образованиями карбонатно-силикатного состава, так называемые «шаровые сланцы» финских авторов [16 и др.].

Оба горизонта ладожской формации неравномерно мигматизированы (артериты, тонкопослойные мигматиты, пегматиты и пр.). Особенно богаты пегматит-аплитовыми и кварцевыми прожилками сланцы верхнего горизонта, а также зоны переслаивания роговообманковых сланцев с карбонатными породами.

Постладожские интрузивные породы, с которыми связаны весьма широко распространенные аплитовые, пегматитовые и кварцевые жилы, в пределах описываемой части побережья не образуют крупных массивов, но нередко встречаются в обоих горизонтах сланцев в виде даек и жил (аплитовидные, биотитовые или двуслюдяные граниты, гранит-порфиры и т. п.). Согласно данным Т. В. Перекалиной [8, 9], Г. М. Саранчиной [10, 11] и Н. Г. Судовикова [13], относящимся к центральной и западному Приладожью, постладожская интрузивная деятельность началась внедрением пород основного состава (перидотиты, пироксениты, габбро-диориты и др.), после чего в период наиболее сильных тектонических движений произошла интрузия гранитов преимущественно олигоклазового состава. Массивы этих гранитов, многочисленные в районе г. Сортавала, на нашем участке восточнее мыса Иминиеми до сих пор нигде не установлены. В восточном направлении затухает также и степень мигматизации ладожской толщи; следует лишь заметить, что сланцы в районе Питкярантских островов мигматизированы несколько сильнее, чем в центральной части побережья [15]. Кроме того, в Западном Приладожье, по данным тех же исследователей и финских геологов [16, 19], имеются более молодые (моложе олигоклазовых) микроклиновые граниты, распространенные на о-ве Путсаари. Дайки этих гранитов встречаются и на материке между пос. Лахденпохья на юге и заливом Кирьявалахти на севере. В восточной части побережья эти граниты, повидимому, также отсутствуют, но одинаковое с ними положение в страти-

¹ Содержание окислов (в %) в ортоамфиболитах по данным трех химических анализов колеблется в следующих пределах: SiO₂ 50,23—51,25; TiO₂ 0,9—0,17; Al₂O₃ 14,02—15,18; Fe₂O₃ 1,74—5,84; FeO 19,15—13,13; MnO 0,67—0,9; MgO 3,74—5,55; CaO 7,01—10,32; Na₂O 2,61—2,74; K₂O 0,57—1,37. По числовым коэффициентам А. Н. Заварицкого (I' + m') все три образца амфиболитов почти тождественны типичным габбро-норитам, а по а, s, m' и φ ближе стоят к нормальным диабазам.

графической колонке занимают крупные штоки и жилы пегматитов, представляющих практический интерес как месторождения керамического сырья [1, 3, 5].

Наиболее молодыми интрузивными породами в районе исследований являются иотнийские граниты рапакиви, прорывающие все более древние образования северо-восточнее г. Питкяранта. Связанные с ними аплиты секут и цементируют зоны брекчирования в только что упомянутых пегматитах.

Таким образом, к настоящему времени можно считать установленным наличие в северном Приладожье пяти различных по возрасту интрузий гранитов: двух нижнеархейских, двух постладожских и одной иотнийской. Внедрение гранитов, очевидно, было связано с определенными этапами тектонического формирования района.

Прежде чем перейти к структурно-тектонической характеристике комплексов метаморфических пород, слагающих северную часть Питкярантского пегматитового поля, и сделать выводы о связи периодов интрузивной деятельности с периодами тектогенеза, следует кратко остановиться на истории развития основных идей о тектонических особенностях района.

Впервые на своеобразную форму контуров площадей, сложенных гранито-гнейсами, обратил внимание А. Е. Торнебом [21], картировавший окрестности Питкяранты в 1893 г. Он пришел к заключению, что форма этих площадей является следствием эрозии древнего фундамента, в депрессиях рельефа которого со стратиграфическим несогласием отложились осадки ладожской толщи. О. Трюшtedт [20] в монографии, посвященной Питкярантскому рудному полю, касаясь геологии этого района, указал, что ладожская формация, залегающая «на абрадированной поверхности» (стр. 102) нижнеархейских гнейсов, была позднее совместно с гнейсами смята в складки «давлением широтного направления». Позднее П. Холмквист [17], разбирая вопрос о «несоответственной» складчатости в архейских областях, на основании анализа геологической карты О. Трюшtedта подчеркнул участие гнейсов в постладожских тектонических движениях как масс более жестких по отношению к ладожским сланцам, но все же пластичных. Судя по его изложению, гнейсы собраны в складки типа брахиантиклиналей. Ц. Вегман [22], рассматривая в целом структуру всего Северного Приладожья, считал, что здесь оказались вскрытыми корневые части складчатой системы, возникшей на месте ладожской геосинклинали в посткарельское время. Согласно его представлениям, гнейсовый фундамент также претерпел пликативные дислокации.

Точка зрения А. М. Даминовой (1945 г.) совершенно противоположна всем высказанным ранее. Она считала гнейсовые массы конформными интрузивами постладожского возраста, внедрившимися в ядерные части антиклинальных структур. Форма этих образований, по Даминовой, всецело определяется характером складчатости ладожской толщи.

Несколько позднее Н. Г. Судовиков (устное сообщение), основываясь на материалах детального картирования центральных районов Приладожья, проведенного А. А. Миндлиной и Л. Н. Патрубович (1945 г.), указал северное побережье Ладожского озера в качестве примера «глубинной складчатости» в понимании Э. Арганна.

Сами авторы первичных материалов — А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович, впервые описавшие ряд конкретных структур, используя статистический метод Вегманна [23], пришли к заключению, что нижнеархейский фундамент в посткарельскую эпоху диастрофизма претерпел совместно с ладожскими сланцами складчатые деформации и возникшие в гнейсах брахиантиклинальные поднятия характеризуются падением главных осей на ЮЮВ под углом 30—45°. В ладожской толще этими исследователями было установлено широкое проявление дифференциаль-



ных движений, вызвавших образование складок волочения и бoudinage-структур. Кроме того, поддерживая мысль В. Хакмана [16] о «почти аутохтонном залегании» ладожских пород на гранито-гнейсах, А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович описали ряд обнажений тектонического контакта между этими двумя комплексами.

На основании приведенных литературных данных можно сделать следующие выводы.

1. В литературе высказывались взаимоисключающие точки зрения — о стратиграфическом, эруптивном и тектоническом характере контактов между гнейсами и ладожской формацией.

2. Внутренняя структура комплекса гнейсов оставалась в деталях не расшифрованной, и большинство исследователей считали форму гнейсовых масс результатом пластических деформаций типа брахиантиклинальных структур. Некоторые (например Н. Г. Судовиков) высказывались за возможность иной их структурной интерпретации (глыбовая складчатость). Особенности внутренней структуры ладожской толщи были определены только в общих чертах. Наличие дифференциальных движений было отмечено только в последние годы (А. А. Миндлина, Л. Н. Патрубович).

3. Общую структуру всего района большинство исследователей объясняли как результат одновременной деформации механически различных масс (более жестких гнейсов и пластичных ладожских сланцев) в глубоких частях орогена, возникшего в зоне интенсивной складчатости в посткарельскую эпоху диастрофизма на месте ладожской синклинали. Детальное расчленение периодов тектогенеза и увязка их с магматической деятельностью в те или иные определенные моменты истории формирования района произведены не были.

Внутренняя структура комплекса нижнеархейских мигматизированных гнейсов

Прежде чем перейти к характеристике тектонических особенностей гнейсового комплекса, остановимся на общей форме выходов гнейсового фундамента в нашем районе (рис. 2). Поверхность контакта гнейсов с ладожскими породами в северных частях «окоп» обычно имеет падение на юг, под гнейсы; угол падения колеблется в пределах 75—80°. Только в Импилахтинском выходе (оз. Невоселампи и о-в Хяркясаари) наблюдается падение плоскости контакта на север под углом 70—75°. Меридиональные контакты имеют очень крутые углы падения (от 90 до 70°) и падают, как правило, в сторону ладожских пород. Таково же направление падения и южных контактов (мыс Куиваниemi, северный берег зал. Койринойя-лахти), но в этом случае углы падения колеблются в пределах 40—50°. Указанный характер падения плоскостей контактов, вероятно, сохраняется на значительной глубине. Так, в результате проведенных в Питкяранте П. К. Пальмуном (18) буровых работ установлено, что до глубины 300 м плоскость контакта гнейсов меняет угол наклона с 47° у поверхности до 32° на глубине.

Таким образом, поверхности контакта гнейсов с ладожской формацией падают довольно круто, и в целом выступы нижнеархейского фундамента имеют глыбообразную или, лучше сказать, блоковую форму.

Детальное изучение внутреннего строения гнейсового фундамента показало, что в центральных частях выходов гнейсов, имеющих ССВ простирание (330—350°), преобладает кристаллизационная сланцеватость с крутыми углами падения к западу или к востоку. При этом в Мурсульском и Койриномском блоках чаще всего отмечаются восточные азимуты падения, а в Импилахтинском — западные. В краевых зонах всех без исключения блоков наблюдается изменение залегания пород соответственно поверхности контакта гнейсов с ладожской формацией.

Отклонения элементов залегания гнейсов от направления господствующего в центральных частях блоков невелики и выражаются в виде пологих волнообразных изгибов.

Амплитуды складок этого типа не превышают 100—200 м, а размах крыльев измеряется 1,0—1,5 км. Оси их, совпадающие с направлением кристаллизационной сланцеватости, падают преимущественно на северо-восток и реже на юго-восток. В районе оз. Вахалампи к востоку и югу от устья р. Сюскюяниоки, а также на о-ве Сюскюянсаари встречаются более мелкие складки с северо-восточным и северным падением осей, амплитудой в несколько десятков метров, размахом крыльев до 100—150 м и углами падения осей в пределах 60—80 и 20—30°.



Рис. 2. Структурно-тектоническая схема района Импилахти-Койриной

1—тектонический контакт ладожской формации с гранито-гнейсами; 2—кристаллизационная сланцеватость в гранито-гнейсах; 3—оси складок; 4—линейная текстура; 5—древние разрывы, выполненные основными породами, амфиболом и пегматитом; 6—разломы четвертичного времени; 7—верхний и 8—нижний горизонты ладожской формации

Нередко гнейсы собраны в еще более мелкие складки, измеряемые единицами метров, или гофрированы и плейчатые. Гофрировка и плейчатость сопровождаются разрывами, выполненными пегматитовым и кварцевым материалом. Кроме того, широко распространены в гнейсовой толще явления будинажа¹, особенно хорошо заметные на маломощных дайках ортоамфиболитов. Начальная, или «эмбриональная», стадия будинажа, согласно классификации Н. Г. Судовикова [19], заключается в образовании в ортоамфиболитах мелких (длиной несколько сантиметров) линзообразных просечек кварц-полевошпатового или кварцевого состава.

¹ Под термином будинаж понимается разделение в процессе пластических деформаций на блоки-линзы (будины) пластов, даек и других малых интрузивных тел более жестких, чем вмещающие породы.

Такие просечки обычно концентрируются в пределах зон, поперечно или косо секущих амфиболиты.

Амфиболиты около трещинок пластически деформируются, как бы стягиваясь к месту разрыва. Иногда на направлении простирания зон в краевых частях даек возникают неглубокие расколы, выполненные пегматитом (рис. 3). В большинстве случаев трещины ориентированы под углами $20-40^\circ$ по отношению к направлению даек и являются трещинами скалывания. Реже встречаются трещины, перпендикулярные направлению растяжения, вызвавшего разрыв.

При усилении степени мигматизации гнейсов наблюдается блоковый будинач, при котором дайки амфиболитов разделяются на ряд блоков,

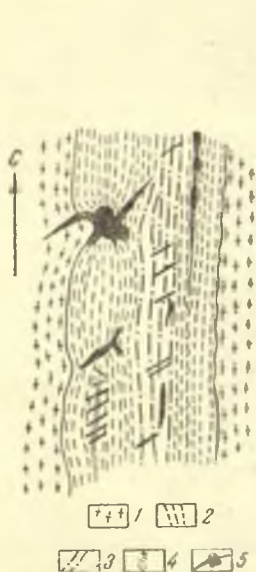


Рис. 3. Начальная стадия будинача дайки ортоамфиболитов

1—мигматиты; 2—амфиболит; 3—амфиболит с порфиробластами магнетита; 4—мономинеральный амфиболит; 5—кварцевые и пегматитовые жилки



Рис. 4. Блоковый будинач дайки ортоамфиболитов

1—кварц; 2—аплит; 3—пегматит; 4—амфиболит; 5—мигматизированный биотитовый гнейс



Рис. 5. Характерная форма межбудинового пегматита, свидетельствующая о подпластичном состоянии пород

1—мигматизированные гнейсы; 2—амфиболит; 3—пегматит; 4—кварц; 5—блоки полевых шпатов

имеющих в большинстве случаев остроугольную форму (рис. 4). Межбудиновые пространства здесь выполнены пегматитом, реже аплитом, а вмещающие гнейсы обнаруживают слабую пластичность и по расколам в них проникает материал из межбудиновых полостей.

В преобладающем большинстве будинач ортоамфиболитов ограничивается стадией блокового; как исключение встречаются формы, свидетельствующие о более высокой пластичности амфиболитов (рис. 5). В этих случаях гнейсы мигматизированы сильнее, и местами отчетливо видно их «затекание» в полость разрыва.

Типичные для классического или нормального будинача боченкообразные формы блоков не были встречены в ортоамфиболитах, но изредка наблюдаются в гнейсах. Так, на мысе Лоппониemi (рис. 6) в разорванной пачке слабо мигматизированных биотитовых гнейсов (мощностью около 4 м) углы блоков круто загибаются к центру разрыва, а межбудиновое пространство выполнено брекчией мигматизированных гнейсов, сцементированных пегматитом и аплитом.

Необходимо подчеркнуть, что все указанные формы будинажа встречаются как в центре гнейсовых блоков, так и в их краевых частях.

Особое значение для расшифровки истории тектонического формирования гнейсовых блоков имеет участок развития интенсивно интрузивных пегматитами параамфиболитов, расположенный в центральной части Койриноского блока (к северу от зал. Сергеинлаhti до оз. Укон-лампи).

К западу от оз. Пеккасенлампи эти амфиболиты образуют довольно крупную складку, ось которой падает на ССВ под углом 20° , а крылья осложнены мелкой гофрировкой и пloyчатостью. Шарниры мелких складочек, в общем параллельные главной оси структуры, постоянно изгибаются в продольном и в поперечном направлениях. В результате возникает перекрещенная гофрировка, а в целом создается весьма сложная картина деформаций с падением осей мелких складок в самых различных направлениях.

На возвышенности к западу от окончания залива Сергеинлаhti обнажен тектонический контакт пачки амфиболитов с вмещающими их розовыми биотитовыми гнейсами. Биотитовые гнейсы залегают здесь почти меридионально с крутым ($70-75^\circ$) падением на восток. Плоскость контакта волнистая в плане и имеет очень крутое падение на запад (85°). Пачка гофрированных амфиболитов, падая всей массой навстречу гнейсам приблизительно под углом $50-60^\circ$ на запад, в самом контакте залегают согласно с его плоскостью. В нескольких местах амфиболиты и вмещающие их гнейсы прорезаются дайками ортоамфиболитов. В этих дайках отчетливо выражены кристаллизационная сланцеватость и линейная текстура, которые оказываются секущими также и по отношению к простирацию пачки параамфиболитов, к их слоистости и к плоскости контакта с гнейсами. Не остается сомнения в том, что между параамфиболитами и биотитовыми гнейсами имеется тектоническое несогласие, свидетельствующее о более древних (еще до внедрения ортоамфиболитов) тектонических движениях в нашем районе. Судя по отсутствию в дайках ортоамфиболитов будинаж-структур, более поздние дифференциальные движения не имели развития в этом участке.

Нарушения общего довольно спокойного залегания пород в центре гнейсовых блоков немногочисленны и не сказываются существенным образом на тектонической структуре блоков в целом.

Упомянутые пологие волнообразные складки, вероятно, являются складками сжатия, а более мелкие, но крутые — складками волочения, возникшими в процессе дифференциальных движений, с которыми было связано и образование будинаж-структур. Кристаллизационная сланцеватость и линейная текстура в огромном большинстве случаев не совпадают с простиранием даек и штоков ортоамфиболитов, т. е. обусловлены более поздними одновременными с мигматизацией комплекса тектоническими напряжениями.

Описанный характер тектонической структуры существенно нарушается только в краевых частях гнейсовых блоков.

В результате постепенного изменения ориентировки плоскости кристаллизационной сланцеватости гнейсов по мере приближения к контакту с ладожской формацией, здесь наблюдается полное совпадение залегания пород с внешними очертаниями блоков. Одновременно меняется

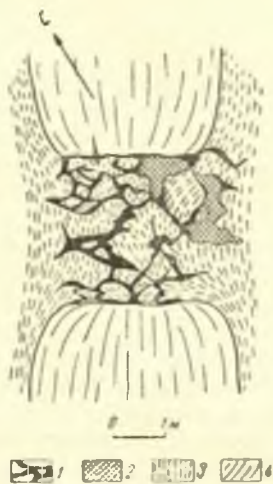


Рис. 6. Будинаж в гнейсах

1—кварц; 2—пегматит; 3—мигматизированные биотитовые гнейсы; 4—слабо мигматизированный биотитовый гнейс

направление простирания даек ортоамфиболитов, вследствие чего дайки залегают в приконтактной зоне всегда согласно с гнейсами, даже в том случае, когда до своего поворота они были секущими (например, группа даек в районе оз. Кескимяиненлампи в Мурсульском блоке).

Эта приуроченность элементов залегания гнейсов и даек ортоамфиболитов к форме поверхности контакта особенно хорошо заметна в северных частях блоков. Она свидетельствует о пластичном состоянии комплекса гнейсов в приконтактных зонах, после внедрения основных пород по нарушениям типа расколов. Дополнительным указанием на пластичность гнейсов служит образование здесь складчатых деформаций с иной ориентировкой осей, чем ранее упоминалось. Такие складки развиты в районе пос. Мурсула, на о-ве Локансаари, к северу от оз. Сури-Тоугиенлампи и в ряде других мест.

Особенно хорошо выражены эти деформации в юго-западной части п-ва Нуолайниemi, где гранито-гнейсы собраны в складку, ось которой падает по азимуту 165° , причем угол падения выполаживается с севера на юг от 50 до 30° , а западное крыло осложнено более мелкими складками с осями того же направления. В этом участке видно совпадение ориентировки линейной структуры с осями складок и ее несоответствие направлению кристаллизационной сланцеватости в гнейсах и слоистости в ладожских породах. Складчатая структура в приконтактных ладожских роговообманковых сланцах здесь подобна структуре гнейсового комплекса. Это характерно также для складчатости в районе пос. Мурсула, где оси складок совпадают с осью Мурсулан-лахтинской синклинали, и на южном конце о-ва Локансаари.

В обоих участках азимут падения осей колеблется в пределах 150 — 170° , а углы меняются от 40 до 30° . Такое же направление падения осей и линейной текстуры нередко наблюдается в северных частях гнейсовых блоков, например в районе пос. Хирвостенкюля, около оз. Сури-Тоугиенлампи, у оз. Невосенлампи и других местах.

На основании вышесказанного можно утверждать, что общее изменение элементов залегания пород в периферических частях гнейсовых блоков, так хорошо совпадающее с тектонической структурой ладожской формации, связано с постладожским тектогенезом.

Резюмируя наблюдения над тектоникой гранито-гнейсового комплекса, можно установить наличие признаков нескольких этапов тектогенеза.

Следы наиболее древних движений, предшествовавших внедрению основных пород, сохранились только в параамфиболитах и роговообманковых гнейсах участка Сергеинлахти—Уконлампи. Эта пачка в целом была, вероятно, тектонически перемещена, а находящиеся внутри пачки породы подвергнуты пластическим деформациям.

Следующий этап тектонической деятельности выразился в образовании преимущественно меридиональных расколов и разрывов, по которым произошло внедрение основной магмы.

Третий этап тектогенеза совпадает с периодом мигматизации гнейсовой толщи; именно к нему относится формирование внутренней структуры гнейсовых блоков, сохранившейся только в их центральных частях. Этот этап характеризовался главным образом движениями дифференциального типа, обусловившими образование будинаж-структур, складчатости (складок сжатия и складочек волочения), а также многочисленных расколов и разрывов, выполненных аплитовым, пегматитовым и кварцевым материалом. Большая часть этих трещин имеет простирание ССВ—ЮЮЗ (азимуты 10 — 30°) или совпадает с направлением кристаллизационной сланцеватости пород.

Переориентировка структуры гнейсов в краевых частях блоков относится уже к постладожскому времени. На характеристике движений этого периода тектонической истории района, а также самых молодых расколов и разрывов мы остановимся ниже.

Контакты гнейсов с ладожской формацией

Обнажения контактов гнейсов с ладожской формацией были изучены на п-вах Хяркясаари и Кулхониemi, о-вах Сюскюянасаари, Вуоранлуодот и Пусунсаари. Проведенные здесь наблюдения позволяют говорить о тектоническом характере контакта, что, впрочем, для западного Приладожья предположительно отмечал еще В. Хакман, говоривший о «почти аутохтонном» залегании ладожских сланцев на гнейсах, а затем было подчеркнута А. А. Миндлиной и Л. Н. Патрубович.

Особенно показателен контакт этих пород на о-ве Хяркясаари. На южном берегу здесь обнажаются гнейсы Хаукка-лахтинского блока, а северная часть острова сложена ладожскими известняками, роговообманковыми и филлитовидными углистыми сланцами.

Плоскость контакта падает под углом около 70° на север, срезая ладожские метаморфизованные известняки и амфиболиты. На поверхности контакта наблюдаются волнистость (оси складок лежат в плоскости контакта, азимут падения $310-315^\circ$), борозды скольжения и ступенчатые срывы, указывающие на смещение гнейсов в северном направлении.

В 10 м к северу от контакта в ладожских сланцах затерт обломком гнейсов (мощностью 3 м, длиной около 50 м), сколотый вдоль слоистости и разбитый серией поперечных трещин, по которым происходит смещение глыб с амплитудами в несколько сантиметров. В зоне, протяженностью около 5 м в стороны от плоскости контакта, и гнейсы и ладожские породы собраны в очень мелкие складочки, повторяющие волнистость контактовой поверхности. Под микроскопом обнаруживается, что те и другие породы на расстоянии 3—4 м сильно катаклазированы. В зоне, имеющей ширину 1,5—2 м, гнейсы представляют грубые милониты, которые состоят из более крупных, деформированных кристаллов полевых шпатов и кварца, заключенных в гранулированную массу (до 70%).

Приблизительно в 1 м от контакта в гнейсах появляются прожилки и участки некатаклазированных кварца, микроклина и альбита. Одновременно породы приобретают полосатую текстуру за счет появления темнокоричневых и зеленоватых полос, обогащенных гранатом, эпидотом, диопсидом, сфеном, кальцитом и хлоритом; последний образуется здесь по биотиту и гранату, иногда нацело замещая их. В самом контакте протягивается зона (5—8 см ширины) стекловатых метасоматических кварцитов, состоящих из крупных, слегка волнисто угасающих зерен кварца. В качестве реликтов в них сохраняются мелкие включения микроклина, олигоклаза (№ 12) и только что перечисленных кальцийсодержащих силикатов. Ладожские амфиболиты, окварцованные на расстоянии нескольких сантиметров от контакта, за кварцевой зоной почти не меняют своего состава. Все изменения здесь заключаются в сильнейшем катаклазе и в амфиболитизации диопсида, биотитизации роговой обманки, хлоритизации ее и биотита, перекристаллизации кальцита, что свидетельствует о процессах минералообразования, связанных с воздействием относительно низкотемпературных растворов.

В других, упомянутых выше обнажениях контактов тектонический характер их устанавливается с той же определенностью, и все изменения пород в приконтактной области ничем принципиально не отличаются от описанных.

Так, на о-ве Пусунсаари, где с ладожскими породами контактируют не гнейсы, а ортоамфиболиты, изменения минерального состава последних не распространяются дальше 1—1,5 м и заключаются в образовании метасоматических кварцитов (зона шириной 5—8 см), а также граната, эпидота, диопсида и других минералов, возникших, вероятно, в результате привноса кальция из ладожских известняков.

В контактах, прослеженных на о-вах Сюскюянсаари и Сиккасаари, в отличие от о-ва Хяркясаари, не гнейсы оказываются затертыми в гнейсах, а наоборот, чешуи ладожских сланцев зажаты в гнейсах.

Таким образом, изучение контактов приводит к окончательному отрицанию мнений о стратиграфическом (А. Торнебом), или эруптивном (А. М. Даминова) их характере; не подтверждается также интенсивная постладожская мигматизация (и гранитизация) гнейсов в приконтактовой зоне (О. Трюшtedт, А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович). В действительности породы гнейсового комплекса, в том числе будинированные ортоамфиболиты, а также связанные с будинаж-структурами пегматиты и мигматиты, мигматизированные в доладожское время, всюду в зоне контакта милонитизированы и рассланцованы.

Основные черты тектоники ладожской формации

Породы ладожской формации в северной части Питкярантского пегматитового поля залегают в виде узких зон между блоками гранито-гнейсов, образуя сильно сжатые синклинали (см. рис. 2).

Расположенная на севере широтная Леппесильтинская синклиналь характеризуется наклоном осевой плоскости к югу под углом около 65—70°. В западном направлении она постепенно расширяется и около Импилахти сливается с меридиональной Импиинемской, которая находится уже за пределами пегматитового поля. К югу от Леппесильтинской отходят Сумерианлахтинская и Хауккасельская синклинали.

В северной части Сумерианлахтинской синклинали, крылья которой стоят вертикально, ось имеет северное падение (на островах и в устье р. Сумерианйоки) под углом 10—15°, у железной дороги — южное. Вертикальная осевая плоскость Хауккасельской синклинали (падение крыльев под углом 70—80°) несколько выгнута к западу, а шарнир изгибается волнообразно. В районе оз. Киттеляярви наблюдается южное падение оси (по азимуту 195°, угол 40—66°), на широте оз. Хауккалампи она лежит горизонтально, на мысе Хаутониemi — падает на север (азимут 350°, угол 10—15°); на о-ве Кусисаари ось снова меняет северное падение на южное.

Далее к югу Хауккасельская синклиналь, повидимому, не прерываясь, переходит в широкую Питкярантскую мульду. В центральной части мульды на островах Питкярантского архипелага преобладает ССЗ простирание сланцев, но углы падения очень переменны.

Если судить по залеганию пород в прибрежных частях Питкярантского залива, то можно согласиться с О. Трюшtedтом, который представлял этот прогиб в виде чаши. Следует лишь добавить, что западное и восточное крылья мульды падают очень круто (60—70°), тогда как северное и южное пологи (30—45°). В отходящей к северу от Питкярантской мульды Койринойской синклинали азимут падения оси 205°, а угол меняется от 50° (у пос. Койринойя) до 35—40° (на широте мыса Нуолайниemi).

В южной части Мурсульского блока расположена небольшая Мурсуланлахтинская синклиналь (азимут падения оси 155—160°, угол 30—40°, падение крыльев 55—60°). Островом Вуоратсунсаари в южном своем конце она разделена на две части — восточную и западную, причем восточный прогиб соединяется с Питкярантской мульдой, а окончание западного остается пока неясным. Неясна также структура пачки ладожских амфиболитов в районе зал. Антамонсалми, которые, повидимому, зажаты здесь в виде клина в гнейсах.

Очень своеобразное строение массива наблюдается в заливе Хауккалахти, где ладожские породы узкой дугой охватывают Хауккасаарский гнейсовый блок. Здесь в замковой части ось падает на север под углом 70°, а крылья стоят почти вертикально.

Небольшой участок ладожских пород на о-ве Маясаари в тектоническом отношении, возможно, представляет замок синклинали, скрытой на юге Ладожским озером.

Таким образом, вся масса пород ладожской толщи собрана в крупные складки с очень крутым падением крыльев, по отношению к которым гранито-гнейсовые блоки, деформированные только в краевых частях, являются ядрами антиклинальных поднятий.

Внутренняя тектоника ладожской толщи чрезвычайно сложна и отличается широким проявлением как складчатых, так и дизъюнктивных дислокаций; при этом разным горизонтам и различным по составу породам свойственны свои структуры.

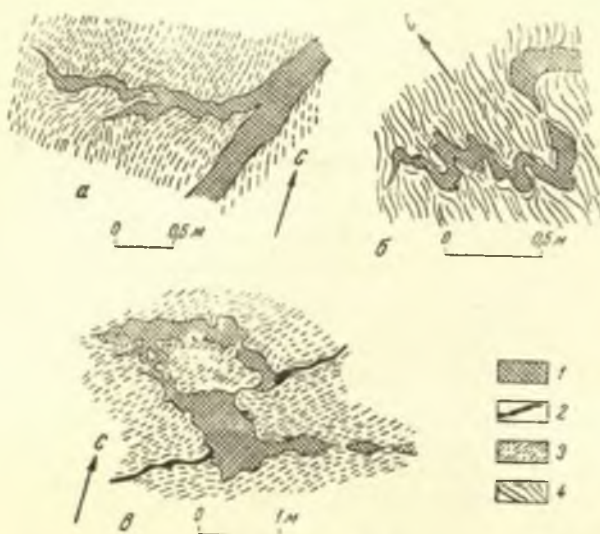


Рис. 7. Деформированные пегматитовые жилы, секущие породы нижнего горизонта ладожской формации: *а* и *в* — пегматитовые жилы, залегающие в сланцеватых амфиболитах; *б* — пегматитовые жилы в относительно более пластичных роговообманковых сланцах

1 — пегматит; 2 — кварц; 3 — сланцеватые амфиболиты; 4 — роговообманковые сланцы

В роговообманковых сланцах и сланцеватых амфиболитах чаще всего встречаются пологие спокойные складки с небольшими амплитудами. Так, на мысе Хаутониemi амфиболиты собраны в волнообразные складки с размахом крыльев 5—15 м, углами падения 35—40° и амплитудой в 0,5—1,5 м. На о-ве Туркисаари роговообманковые сланцы образуют синклинальную складку с падением оси на юго-восток под углом 45—50°, амплитудой 40 м и размахом крыльев около 120 м. На о-ве Кусисаари отмечена брахиантиклинальная структура диаметром около 100 м с падением крыльев от 5 до 20°. На мысе Нуолайниemi на фоне общего изгиба зоны амфиболитов к северу наблюдается ряд небольших пологих складок с амплитудами 4—6 м. Складчатость этого типа распространена также в амфиболитах мыса Лятейниemi, на о-вах Харкясаари и Коунусаари, на западном берегу зал. Сумерианлахти.

Наряду со складчатостью, в амфиболитах постоянно встречаются дислокации флексурного типа, сопровождаемые разрывами, которые почти всегда выполнены пегматитовым и кварцевым материалом. Здесь в экзоконтактных зонах жилков роговообманковые сланцы и амфиболиты нередко приобретают более высокую пластичность и деформируются вместе с пегматитами в мелкие складочки (рис. 7).

В пестрых по составу карбонатсодержащих роговообманковых сланцах и метаморфизованных известняках наблюдаются более крутые, чем в амфиболитах, складки, крылья которых всегда осложнены более мелкой складчатостью с амплитудой до 10—15 см.

Наиболее эффектно складчатость в известняках на восточном побережье п-ва Куйваниеми (рис. 8), где расположено несколько антиклинальных и синклинальных складок с наклоном осей под углом 30—40°, по азимуту 150—160° и падением крыльев около 40°. В крыльях крупных складок здесь развиваются более мелкие складки волочения, не распространяющиеся за пределы горизонтов известняков.



Рис. 8. Складчатость в кристаллических известняках (мыс Ляттейниеме)

1—пегматитовые тела; 2—известняки; 3—роговообманковые сланцы и амфиболиты

Мелкая гофрировка в известняках отмечается постоянно даже и тогда, когда вмещающие их амфиболиты залегают почти спокойно. Такая «внутрипластовая» складчатость характеризуется амплитудами 2—5 м и падением осей (в преобладающем большинстве случаев) по азимуту 150—175° с наклоном крыльев 30—50°. Она наблюдалась в известняках к северу и к югу от закартированного участка (см. рис. 8) — во всех обнажениях известняков от о-ва Высокого до мыса Хаутониеме, на мысе Нуолайниеме, в районе хут. Ионнисенмяки, у оз. Невосенлампи и пр.

Бютитовые сланцы, слагающие центральные части главных синклиналей, образуют пологие крупные складки второго порядка (к северу от оз. Киттеляярви, на о-вах Петясаари, Максимансаари, Путкисаари, Вих-

кимясаари и др.). На фоне этих волнообразных изгибов, как и в известняках, развиваются более мелкие складки третьего, четвертого и т. д. порядков вплоть до микроплойчатости, причем складчатость тем мельче, чем более слюдистые сланцы. Во многих обнажениях, где биотито-кварцевые сланцы переслаиваются с филлитовидными, слюдистые прослои, зажатые между более твердыми пластами, собраны в мелкие складочки волочения. Преобладающие направления падения осей мелких складок в биотитовых сланцах (по 300 замерам) колеблются в пределах 150—170°, а углы падения меняются от 20 до 40°.

Это направление, более или менее постоянное для всего района, не всегда совпадает с направлением осей крупных структур. Так, севернее пос. Киттеля в биотитовых сланцах наблюдается крупная складка, (амплитуда 250—300 м, размах крыльев около 1 км), ось которой падает по азимуту 220°, а оси мелких складочек ориентированы в азимутах 150—170°.

На островах Питкярантского архипелага, благодаря их прекрасной обнаженности, особенно отчетливо видно несоответствие осей больших волнообразных изгибов с осями гофрировки и плейчатости, в которых участвуют также инъекционные прожилки (пигматовая складчатость) и маломощные пегматитовые и аплитовые жилы. Пример такой деформированной жилы приведен на рис. 9.

Для всех горизонтов ладожской толщи, кроме складчатости, характерно повсеместное проявление линейной структуры, особенно отчетливой в сланцеватых амфиболитах и роговообманковых сланцах. Ориентировка линейной структуры, независимо от положения осей более крупных структур, почти всегда совпадает с азимутами падения осей мелких складочек (азимут 150—170°, угол 30—40°). И в замковой части и в крыльях более крупных складок линейная структура сохраняет то же направление и, следовательно, зачастую оказывается секущей по отношению к слоистости пород. Средний азимут падения линейной структуры в нашем районе (из 58 замеров) 164°, угол 38°.

Наряду со складчатостью в ладожской толще широко развиты явления будинажа. Будинируются пегматитовые прожилки, пегматитовые и кварцевые жилы, различные по составу прослои в амфиболитах, метаморфизованных известняках и биотитовых сланцах. Будинаж-структуры встречаются буквально на каждом шагу. Разрывы пластов в большинстве случаев ориентированы косо по отношению к их простиранию и являются трещинами скалывания типа перистых, которые, как известно, возникают при дифференциальных движениях. Нередко они перпендикулярны к залеганию будинированных пропластков и в этом случае должны быть отнесены к трещинам разрыва. При будинаже пропластков сланцев, как правило, возникают боченкообразные формы будин (нормальный, или классический будинаж [12] с круглым или овальным поперечным сечением и лишь изредка в маломощных прослоях образуются



Рис. 9. Сложнодеформированная гранит-пегматитовая жила в ладожских кварцево-биотитовых сланцах

1—гранит; 2—крупнозернистый пегматит с блоками полевых шпатов; 3—средне- и мелкозернистый пегматит-аплит; 4—кварцево-биотитовые сланцы

будины линзовидные. Наоборот, для инъекционных жилок преобладающим является линзовый будинаж. В некоторых участках (луда близ о-ва Высокого, р-н Киттеля, о-ва Пюереясаари, Койротсаари и др.), в крупночешуйчатых биотитовых сланцах очень часто встречаются будины кварцевых жил, изогнутые в виде буквы S. Эта форма возникает, по Н. Г. Судовикову, при кручении будин во время деформации [13]).

К особому типу будинаж-структур, очень характерных для ладожской толщи, относятся «шаровые» или «ядерные» сланцы. Формы будин здесь (в грубом приближении) подобны цилиндру с овоидальным, эллипсоидальным или неправильно округленным поперечным сечением.

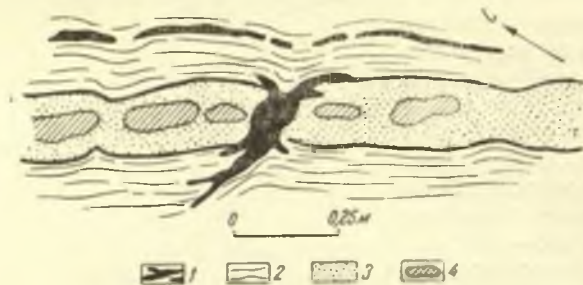


Рис. 10. Будинаж прослоя биотито-кварцевых сланцев, включающего ранее сформированные «шаровые» будины
1—пегматит; 2—биотитовый сланец; 3—биотито-кварцевый сланец;
4—«шаровые» будины (силицифицированная карбонатная порода)

Н. Г. Судовиков называет этот тип будинажа стержневым и считает, что «Формирование стержневых будин происходит в особых условиях, которые наряду с главными условиями — неодинаковой пластичностью растяжением — предполагают действие ляминарного скольжения с

очень сильно выраженной неоднородностью, приводящей к явлениям кручения (вальцования)» [13, стр. 97].

Пропластки, содержащие сформированные стержневые будины, встречаются в ксенолитах в олигоклазовых гранитах и им предшествующих основных породах, например в Импииниеми и Велимяки [9], пересекаются жилами метабазитов и нередко оказываются будинированными, повторно участвуя в движениях, на этот раз как более жесткие массы по сравнению с вмещающими их слюдястыми сланцами (рис. 10).

Широкое проявление будинажа свидетельствует о наличии дифференциальных движений в ладожской формации, а типы будинаж-структур — об ее высокой пластичности.

Кроме перечисленных тектонических элементов, в ладожской формации широко развиты разломы, разрывы, зоны дробления, большей частью выполненные пегматитами. Зачастую масса пород по разрывам смещается с образованием зеркал скольжения, борозд, гофрировки, милонитов и т. п.

Все дизъюнктивные дислокации, наблюдающиеся в нашем районе, можно подразделить на несколько групп.

К первой относятся уже отчасти упоминавшиеся в связи с деформациями флексурного типа в роговообманковых сланцах и будинаж-структурами. Сюда же относятся многочисленные зоны разломов и брекчии, для которых характерны пластичная деформация обломков и присутствие пегматита и аплита в качестве цементирующего материала. Типичный пример приведен на рис. 11. Цементирующий материал (в брекчиях и разломах этого типа) проникает из послонных пегматитовых и аплитовых жил, которые, как отмечалось, участвуют в складчатости. Не вызывает сомнения связь этих дислокаций с тем периодом тектогенеза, которым обусловлено образование складчатости и будинаж-структур в ладожской толще.

Другую группу дизъюнктивных дислокаций составляют разрывы и разломы, которые также в большинстве случаев выполнены пегматитом. Их относительно более поздний возраст устанавливается на том

основании, что они секут складчатые структуры (см. рис. 8), а также деформированные инъекционные прожилки и мигматиты и протягиваются по прямой линии через зону тектонического контакта ладожской формации с гранито-гнейсами. Именно к этим разломам приурочены все наиболее крупные промышленные месторождения керамических пегматитов в районе.

В гранито-гнейсах пегматиты данной возрастной группы обычно образуют прямолинейные жилы, с резким контактом секущие все породы комплекса независимо от их состава (гнейсы, ортоамфиболиты, мигматиты). Статистически установлено, что здесь пегматиты приурочены к системам трещин четырех направлений. По отношению к залеганию гнейсов одно направление располагается согласно (послойные жилы), второе — перпендикулярно, а два остальных под углом 45° .

Эта закономерность в расположении жил в структуре гнейсового комплекса вероятнее всего может быть объяснена той механической анизотропией его, которая возникла в более ранние периоды тектогенеза (до ладожский в центре и постладожский в краевых зонах блоков). Естественно, что в момент образования пегматитов этой группы жесткие массивы гнейсов реагировали на новое давление расколами, прошедшими по направлениям трещин разрыва (поперечные жилы) и скалывания (косо секущие жилы) и по слоистости гнейсов (послойные жилы), т. е. по направлениям, обусловленным механическими свойствами и тектонической структурой нижнеархейских пород.

В ладожской толще пегматиты этой группы в большинстве случаев распространены в пределах нижнего горизонта или в контактах его с гнейсами и биотитовыми сланцами. Залегают они здесь обычно согласно с вмещающими породами или очень косо (под углом $5-10^\circ$) секут кристаллизационную сланцеватость амфиболитов и роговообманковых сланцев. В отличие от гнейсов, амфиболиты и сланцы в приконтактной зоне с пегматитами почти всегда пластически деформированы, что свидетельствует о полужестком состоянии нижнего горизонта в момент образования пегматитов. В биотитовых сланцах приконтактные деформации проявляются более интенсивно, отходящие от жил апофизы нередко собраны в мелкие складочки.

Возможно, что более пластичные биотитовые сланцы могли деформироваться в период внедрения пегматитов этой группы без образования



Рис. 11. Характерная форма пегматитового тела, цементирующего брекчированные ладожские биотито-кварцевые сланцы

1 — пегматит; 2 — разорванные кварцевые прожилки; 3 — биотито-кварцевые сланцы

крупных разломов. В этом, вероятно, и следует искать причину относительно малой распространенности промышленных (по размерам) месторождений пегматитов в породах верхнего горизонта по сравнению с нижним, где условия образования разрывов были, очевидно, оптимальными. Дислокации описываемой группы относятся к верхнему архею так как абсолютный возраст пегматитов, приуроченных к ним, определявшийся дважды (Л. Локка, 1928 г. — свинцовый метод и Э. К. Герлинг, 1946 г. — гелиевый метод), оценивается в 1200—1350 млн. лет.

Резюмируя все наблюдения над тектоникой ладожской формации, можно сделать вывод о наличии нескольких периодов тектогенеза.

1. Свидетельством древних тектонических движений, предшествовавших формированию общей структуры района, являются «шаровые» сланцы, которые, как уже отмечалось, встречаются в виде ксенолитов в гранитах, пересекаются дайками метабазитов, пегматитовыми и аплитовыми жилами и участвуют в последующих движениях уже как ранее сформированные прослои. Можно полагать, что время их образования относится к эпохе регионального метаморфизма ладожской толщи. Характер деформаций указывает на пластичное состояние пород и на наличие дифференциальных движений.

2. Более поздние тектонические движения, очевидно, совпадали с интрузиями олигоклазовых гранитов. Следует отметить, что в северо-западном Приладожье внедрение основных пород, предшествующих гранитам, происходило по расколам и разрывам [9]. Последние, свидетельствуют о жестком состоянии пород, служат границей, отделяющей второй период постладожского тектогенеза от первого.

Все описанные выше складчатые дислокации, наблюдавшиеся в пределах нашего планшета, свойственные второму периоду, относятся к кульминационной фазе этого периода и характеризуются падениями осей складок в азимутах 150—170° с углами 30—40°. Так же ориентирована и линейная структура. Большинство разломов и расколов оказывается расположенным перпендикулярно или под углом 45° к тому направлению, которое соответствует положению оси *a* эллипсоида деформации. Следовательно, перпендикулярная ей ось *c*, совпадающая с направлением максимального давления, располагалась в азимутах 70—250°. Ориентировка возникавших в процессе дифференциальных движений осей складок волочения, плоскостей разрывов, сдвигов по ним, волнообразный характер шарниров складок, выполаживающихся к югу — все это указывает на смещение масс с юга на север под углом около 30—40°. Выше отмечалось, что к постладожскому времени относятся также деформации, происходившие в периферических частях гнейсовых блоков. Это, наряду с другими фактами, позволяет говорить о чрезвычайной интенсивности движений второго периода постладожского тектогенеза.

3. К третьему периоду, одновременному с внедрением крупных пегматитовых тел в Питкярантском районе и, возможно, интрузией микроклинитовых гранитов типа Путсаари в западном Приладожье, относятся разрывы и разломы, секущие складки и тектонические контакты гнейсов с ладожской формацией.

Общая тектоническая структура района

Общий характер тектонической структуры района (см. рис. 1, 2) свидетельствует о том, что гнейсы участвовали в движениях всей толщи пород как массы жесткие в целом, но полупластичные в краях, предопределившие размещение крупных структурных элементов, по отношению к которым породы ладожской формации оказывались пластичной средой. Все без исключения гнейсовые блоки по отношению к ладожским породам являются ядрами антиклинальных структур. Вследствие этого характер залегания ладожской толщи (строение антиклинальных зон, которые она выполняет) всецело определяется формой гнейсовых блоков.

В грубом приближении наиболее крупные выходы гнейсов (Сортавальский, Кирьявалахтинский, Коккосельский, Импилахтинский, Мурсульский и отчасти Койринойско-Питкярантский блоки) имеют прямоугольные очертания, причем длинная ось совпадает с простираемием пород в их центральных частях. Это, повидимому, не случайно. Можно предположить, что гнейсовый фундамент, первоначальная структура которого сохранилась только в центре глыб, в первые фазы постладожского тектогенеза был разбит на отдельные фрагменты радиальными расколами, которые естественно, прошли главным образом по двум, механически наиболее благоприятным направлениям: вдоль и вкрест залегания пород комплекса. В дальнейшем жесткие глыбы были перекристаллизованы и деформированы только в краевых частях. Вследствие этого в их центральных частях сохранилось почти вертикальное залегание гнейсов, тогда как по периферии произошла перестройка структуры и блоки приобрели в деталях те неправильные и своеобразные очертания и внутреннее строение, которые не объяснимы только складчатыми деформациями. О том, что эта перестройка не захватила всей массы гнейсов, за исключением Мурсульского и Койринойского блоков, также можно судить и на примере Кирьявалахтинского блока (к северо-востоку от г. Сортавала), который длинной осью лежит поперек ладожских структур, а его удлинение (ЗСЗ—ВЮЗ) совпадает с направлением залегания гнейсов в центре блока (см. рис. 1).

Последнее обстоятельство невозможно объяснить иначе, как предположением, что форма этой глыбы, как и всех остальных, обусловлена расколами (продольными и поперечными), в ориентировке которых по странам света нашла отражение древняя структура нижнеархейского фундамента. Вряд ли следует искать причину поперечного к ладожским структурам расположения этой глыбы в возможности ее последующей переориентировки, тем более что она в этом случае должна была бы располагаться удлинением перпендикулярно давлению, т. е. по азимуту 340° . Не является невероятным с этой же точки зрения и предположение, что различное направление падения гнейсов в центре Импилахтинского (на запад) и Мурсульского (на восток) блоков также обусловлено наличием древней антиклинальной структуры, крылья которой в дальнейшем были разобщены расколами и превратились в самостоятельные обжатые в краях жесткие глыбы. Если же считать все гнейсовые блоки «брахи-антиклиналями», т. е. пластично деформированными массами, как это делали А. А. Миндлина и Л. Н. Патрубович [2], или даже, принимая во внимание крутые падения крыльев, рассматривать их как сундучные складки, то оказывается невозможным объяснить вертикальное залегание гнейсов в центре блоков.

Блоковой формой гнейсов также логичнее объясняются и особенности залегания ладожских пород между ними. В нашем районе некоторые синклинали, разделяющие блоки, имеют ширину всего 200—300 м (Хауккасарская, Леппесильтинская, Сумерианлахтинская, Хауккасельская). Учитывая ширину зон приконтактных деформаций в гнейсах (около 1 км), трудно допустить весьма высокую пластичность гнейсового фундамента в пределах синклиналей, которая необходима для образования в нем глубоких и очень узких прогибов, с почти вертикальным падением крыльев. Это мало вероятное допущение становится не нужным, если принять глыбовый характер гнейсовых масс, по отношению к которым ладожские породы, оказываются как бы клинообразно зажатыми в расколах.

Таким образом, представление о гнейсовых массах как о глыбах нижнеархейского фундамента, вовлеченных в постладожские движения и обжатых в краевых частях в процессе этих движений, позволяет, как кажется, более просто, чем это делалось раньше, объяснить целый ряд своеобразных черт тектонической структуры северного Приладожья.

К сказанному следует лишь добавить, что, участвуя в последующих движениях, блоки испытали некоторое перемещение надвигового типа в северо-северо-западном направлении, так как плоскости их северных контактов падают под гнейсы.

Из приведенного выше описания контактов можно заключить о жесткости гнейсов и контактирующих с ними ладожских пород в самой зоне контакта, тогда как в некотором удалении от нее неоднократно отмечался пластичный характер тех и других пород. Это явление можно объяснить тем, что после консолидации обоих комплексов произошли новые тектонические подвижки, предшествующие внедрению крупных пегматитовых тел. Эти подвижки могут быть отнесены с равной степенью достоверности как к заключительным фазам наиболее интенсивного периода постладожского тектогенеза, так и к начальным фазам следующего периода, с которым совпало внедрение пегматитов в восточном Приладожье и, быть может, гранитов типа Путсаари — в западном Приладожье.

Постархейские дизъюнктивные дислокации

К этой группе дислокаций относятся трещины и расколы, секущие оба докембрийских комплекса пород — гнейсы и ладожскую формацию.

Статистически устанавливается приуроченность большинства молодых расколов к трем направлениям: 1) почти широтному (азимут простира- ния 75—80°, падение крутое — от 60 до 90°); 2) меридиональному (азимут простира- ния от 358 до 15°, падение также близко к вертикальному) и 3) согласно господствующему в районе простиранию пород (335—340°).

Широтные трещины встречаются весьма часто, но обычно не прослеживаются на большие расстояния. Местами заметны небольшие сдвиги (порядка 0,5—3 м) по этим трещинам, иногда в них наблюдаются брекчии, сцементированные кварцевым или кварцево-кальцитовым материалом, изредка они остаются зияющими. Такого рода трещины особенно отчетливы на мысе Ямманиеми, на восточном берегу мыса Лянсинмяки, на западном берегу зал. Мурсуланлахти к югу от Круглой губы, на мысе Лопониеми и во многих других местах. Особенно отчетливо выра- жен широтный разлом на о-ве Поймионсаари, откуда он прослеживается к западу на о-ве Вуоратсунсаари и, согласно О. Трюшtedту (20), на восток до массива гранитов рапакиви (общая длина около 7—8 км).

Наиболее выдержаны разломы, линии простира- ния которых близки к меридиональному направлению. Они хорошо видны в рельефе, пред- ставляют собой узкие и глубокие крутосклонные долины, простира- ние долин большей частью несогласно с залеганием коренных пород. В за- картированной части пегматитового поля они прослеживаются в следую- щих местах (см. рис. 4): к западу от пос. Хирвостенкюля (длина 3 км); от озера Маткалампи — по долине р. Сюскюяйноки и далее предпо- ложительно вдоль восточного берега заливу Сумерианлахти и проливу Антамонсалми (длина 8,5 км); между озерами Кескимяненлампи—Пахо- лампи (длина 1,5 км); в районе озера Куйвалампи (длина 2,5—3 км); от залива Сюясалми до пос. Хауккаселькя (длина 6,5 км); к северу и югу от оз. Вахалампи (длина 3 км); вдоль западного берега п-ва Нуо- лайннеми, через залив Сергенилахти и далее до шоссе (длина 6,0 км); от оз. Пеккасенлампи через оз. Уконлампи до железной дороги (длина 4 км). К этой же группе принадлежат и разломы северо-северо-запад- ного направления, которым следуют залив Сюскюянсалмен, долина от пос. Мурсула до залива Сюскюялахти (3,0 км).

К сожалению, не удалось установить характер смещений по этим разломам, но можно думать, что они невелики, так как дайки ортоамфи- болитов по обе стороны разломов сохраняют примерно одно и то же на- правление простира- ния.

Третья система молодых разломов, согласных с залеганием докембрийских пород, так же как и система меридиональных трещин, хорошо прослеживается в рельефе. Среди них наиболее резко выражены разломы, идущие по тектоническому контакту ладожской формации с гранито-гнейсами. Они представляют собой узкие долины, отпрепарированные ледником. Отдельные гряды возвышенностей в пределах гнейсовых блоков также определяются разломами, направление которых совпадает с простиранием гнейсов. Особенно характерен в этом отношении участок, расположенный между северным концом залива Сергиенлахти и заливом Хауккалаhti, где имеется ряд узких параллельных гряд и долин.

Не вызывает сомнения, что основные черты доледникового рельефа обязаны своим происхождением именно отмеченным разломам. Им следуют фиордообразные заливы Ладожского озера, в них располагаются внутренние озера и заболоченные впадины и ими же обусловлено направление гряд, возвышенностей и островов. Воздействие ледника (мезо- и микрорельеф района) выразилось только в сглаживании высот, образовании курчавых скал и бараньих лбов, неглубоких котловин, отложении моренного и флювиогляциального материала в долинах и т. п.

Произвести подразделение постаршейских дислокаций на самостоятельные возрастные группы не удалось. Часть из них, вероятно, относится к периоду интрузии иотнийских гранитов рапакиви (в приконтактовой зоне нередко встречаются трещины и зоны брекчирования, выполненные аплитом, связанным с этими гранитами) или к моменту излияния иотнийских диабазов (Сальми-Ваалам), большая часть дислокаций представлена краевыми сбросами грабена Ладожского озера и образовалась в предледниковое время (наиболее широкие из них заполнены ледниковыми, а также иногда и озерными отложениями) и, наконец, некоторые несомненно следует относить к послеледниковым. Так, на мысе Куйваними отмечена целая серия широтных (азимут 70°) трещин с относительными перемещениями блоков по ним в 1,5—2 м, причем края блоков совершенно не обработаны льдом.

В заключение автор считает своим долгом выразить благодарность доктору геолого-минералогических наук Н. Г. Судовикову за консультацию в процессе полевых и камеральных работ, а также за разрешение воспользоваться еще не опубликованными материалами, и проф. П. А. Борисову за ряд ценных замечаний, сделанных при редактировании настоящей статьи.

ЛИТЕРАТУРА и ИСТОЧНИКИ

1. Боровиков П. П. Новые данные о месторождениях керамических пегматитов в Приладожских районах КФССР. Бюлл. тех. инф. Ленгеолнерудтреста, в. 1, 1945.
2. Миндлина А. А., Патрубович Л. Н. Отчет Велимякской геологосъемочной партии 1945—1946 гг. Рукопись.
3. Никитин В. Д., Боровиков П. П., Шуркин К. А., Свирская Е. В. Северолодожские пегматиты. Бюлл. тех. инф. ЛГНТ, май, 1947.
4. Никитин В. Д. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 1—2, 1947.
5. Никитин В. Д., Шуркин К. А. О генезисе северолодожских пегматитов и их промышленной ценности. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1948.
6. Никитин В. Д. Основные черты генезиса керамических пегматитов Южной Карелии. Зап. Всес. мин. об-ва, № 3, ч. XXVIII, 1949.
7. Никитин В. Д. Геология и минералогия приладожских пегматитов (основные результаты работ 1946—1948 гг.). Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1949.
8. Перекалина Т. В. Бескорневая интрузия Перяними. Рукопись, 1949.
9. Перекалина Т. В. Постладожские граниты и их пегматитовая фация (1946, 1947 и 1948 гг.). Рукопись.
10. Саранчина Г. М. Петрология Велимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление. Изв. КФ н.-и. базы Академии наук СССР, № 2, 1948.

11. Саранчина Г. М. Основные породы карелид и их рудоносность. Кааламская интрузия. Рукопись. 1949.
12. Судовиков Н. Г. Структура будинаж в гранитизированных областях (по материалам исследования архея Западного Беломорья). ДАН, т. VIII, № 8, 1947.
13. Судовиков Н. Г. Тектоника и метаморфизм Ладожской формации. Геолого-петрографическое описание Ладожской формации. Рукопись, 1948.
14. Шуркин К. А. Новые данные о геологии Питкярантского пегматитового поля. Тр. 2-й научн. сесс. КФ Гос. ун-та, 1948.
15. Шуркин К. А. Геология северной части Питкярантского поля керамических пегматитов. Авторефераты кандидатских диссертаций, № 7. КФ Гос. ун-т, 1949.
16. Hackman V. Suomen geologinen yleiskartta Lehti D-2 Savonlinna, Kivilajikarten selittys. Helsinki. 1933.
17. Holmquist P. U. The relative plasticity of rockmasses under the influence of dynamic deformation. Fennia 50, N 33, 1928.
18. Palmunen M. K. Pitkäranta. (Русский перевод. Фонды Лен. геол. управления). Helsinki, 1929.
19. Sederholm J. J. Ladogium redivivum. Geol. Förr. Stockh. Förrn. Bd. 38. N. 1, 1916.
20. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga-See. Bull. Comm. géol. de Finl, N 19, 1907.
21. Tornebohm A. E. Om Pitkäranta mulmfeld och dess amfgifningar. Geol. Förem. Stockh. Förrh. Bd. 13, 1891.
22. Wegmann C. E. Über die Tektonik der jungeren Faltung in Ostfinland. Fennia 50, N 16, 1928.
23. Wegmann C. E. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. Bull. Comm. Géol. de Finl., N 87, 1929.