

В.к. № 284с
3 а / VIII - 1948

Инвентар. № 370

**ИЗВЕСТИЯ
КАРЕЛО-ФИНСКОЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ БАЗЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР**

**SNTL:n TIEDEAKATEMIAN KARJALAIS-SUOMALAISEN
TIETEELLISEN TUTKIMUSJAOSTON
TIEDONANTOJA**

№ 2

**ИЗДАНИЕ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ БАЗЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР
ПЕТРОЗАВОДСК**

1948

ИЗВЕСТИЯ
КАРЕЛО-ФИНСКОЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОЙ БАЗЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

SNTL:n TIEDEAKATEMIAN KARJALAIS-SUOMALAISEN
TIETEELLISEN TUTKIMUSJAOSTON

TIEDONANTOJA

№ 2

ИЗДАНИЕ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ БАЗЫ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

ПЕТРОЗАВОДСК

1948

Н. И. АПУХТИН

К СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

В тридцатых годах настоящего столетия центральная часть Карелии, в частности обширная область бассейна р. Кеми, была посещена геологами Даниловским (1) и Дементьевым, занимавшимися вопросами стратиграфии четвертичных отложений.

К этому же времени относятся исследования Покровской в западной части бассейна р. Кеми, имевшие в основном характер геоморфологических описаний.

Работы других исследователей, посетивших этот район, носили или прикладной характер (2, 3, 4), или были посвящены специальному изучению образований докембрия.

Труды Даниловского и Дементьева в сущности являются первыми, в которых с достаточной полнотой разбираются вопросы стратиграфии четвертичных осадков Центральной Карелии. Однако авторы этих работ не пришли к единому выводу о взаимоотношении различных стратиграфических горизонтов четвертичной толщи и дают разные концепции.

Наиболее древним отложением четвертичного комплекса по стратиграфической схеме Даниловского является основная морена Рисского оледенения, обнаруженная в разрезах нижнего течения р. Кузема. Рисо-Вюрмская межледниковая эпоха представлена морскими песками, глинами с фауной морских пеллеципод и гастропод, найденных в разрезах вблизи поселка Старая Кузема. Выше располагается морена W-gotiglacial, обнаруженная на левом берегу р. Кеми, на 51-м километре по тракту Кемь—Ухта.

Межстадиальное время W-fini-gotiglacial представлено: 1) покровными песками ленточных глин по северному берегу озера Среднее Куйто, в верховьях р. Кеми и по р. Выг близ порога Маткожня, 2) неслоистыми темносерыми глинами в долине р. Кеми и синевато-серыми глинами по р. Выг у ст. Сосновец, 3) флювиогляциальными песками, обнаруженными под мореной на 15,9 км по дороге Сосновец—Тунгуда.

Следующими по возрасту образованиями являются ледниковые отложения W-finiglacial. Последние представлены основной мореной серого

п-17877

ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. Н. Киргизской ССР

и бурого цвета, широко распространенной на территории Центральной Карелии. Стратиграфически выше располагаются образования позднего и послеледниковой трансгрессии озерного, морского и аллювиального происхождения.

К послеледниковому времени Даниловский относит озовые, камовые, задровые отложения и озерные осадки, которыми слагаются шестиметровые террасы по берегам озер и в долине р. Кеми. К послеледниковому времени относятся озерно-аллювиальные пески по берегам озер, темносерые пластичные глины в озере Сапосалма и отложения литориновой трансгрессии по западному побережью Белого моря.

Стратиграфическая схема Дементьева отличается от схемы Даниловского и представляется в следующем виде. Древнейшими образованиями на территории Центральной Карелии автор считает основную морену, сохранившуюся от последующих процессов денудации в нижнем течении р. Кеми, на шестом километре по тракту Кемь—Ухта. На морене залегают безвалунные темносерые глины, имеющие значительное распространение в долине рек Кеми и Выга. Эти осадки Дементьев относит к образованиям Иольдневого моря. Стратиграфически выше глинистой толщи располагаются ледниковые отложения, представленные песчаной мореной, отжившейся в результате небольшой подвижки последнего ледника. Эта морена местами перекрыта осадками позднего и послеледниковой времени, представленными песчаными и глинистыми наслоениями озерного и морского происхождения.

Сравнивая приведенные схемы, нетрудно заметить, что вторая отличается от первой лишь отсутствием нижней части колонки. Из схемы Дементьева выпадают ледниковые отложения Рисского оледенения и осадки межледниковой «бореальной» трансгрессии. Морские осадки, обнаруженные в разрезах р. Куземы и описанные Даниловским, как бореальные, соответствующие «двинским», Дементьев относит к осадкам наиболее молодой литориновой трансгрессии. Ледниковые отложения, подстилающие морские слои, рассматриваются им как наиболее молодая морена, т. е. W-finiglacial (по схеме Даниловского). Верхний и песчано-валунный горизонт Дементьев считает псевдомореной, обязанной оползневым явлениям.

При составлении двенадцатого листа Международной четвертичной карты Европы (6), частично изданной в 1939 г., и четвертичной карты Европейской России, составленной Яковлевым в 1947 г., для районов Центральной Карелии принята стратиграфическая схема Дементьева.

Как отмечалось выше, исследования Даниловского и Дементьева носили рекогносцировочный характер. Обширная площадь была покрыта редкими маршрутами, и собранные материалы, безусловно, не могут считаться достаточными для выяснения площадного распространения различных по генезису осадков четвертичного комплекса и их стратиграфического взаимоотношения.

Автор настоящей статьи летом 1946 г. имел возможность более детально обследовать восточную часть Центральной Карелии и собрать дополнительные материалы, позволяющие уточнить взаимоотношение различных стратиграфических горизонтов четвертичной толщи.

Стратиграфические схемы Даниловского и Дементьева дают одинаковую трактовку наслоениям квартала, начиная с отложений Вюрмского оледенения. Опорным материалом обоим исследователям послужили разрезы берегов рек Кеми и отчасти Выга.

Река Кемь, крупнейшая водная артерия Центральной Карелии, впадает в Белое море около $66^{\circ}55'$ северной широты, протекает по дну глубокой древней депрессии, простирающейся от морского побережья на запад на протяжении 150 км. У озера Куйто депрессия под прямым углом поворачивает к югу и приобретает меридиональную ориентировку. Общая протяженность депрессии превышает 300 километров.

Подобные депрессии, открытые со стороны моря, являлись ареной как для аккумулятивной деятельности ледников, так и для аккумулятивной деятельности межледниковых и позднеледниковых морских трансгрессий. Таким образом, в пределах депрессии р. Кеми естественно ждать наиболее полных разрезов четвертичного времени.

Среди осадков четвертичного комплекса наиболее широким распространением в долине р. Кеми пользуются тонкодисперсные безвалунные глины. Эти образования располагаются узкой полосой по дну депрессии и наблюдаются с незначительными перерывами в обнажениях по берегам Кеми от 6-го километра по тракту Кемь—Ухта до устья р. Белой. Далее на запад и на северо-запад глины прослеживаются по р. Белой и ее притокам и к югу от ее устья, на протяжении семи километров по реке Кеми, а также по р. Шомбе до оз. Лулло. Таким образом, общая протяженность полосы глинистых осадков достигает 105—110 километров. Ширина этой полосы нигде не превышает 2 километров, в среднем колеблясь в пределах 600—900 метров. В бассейне р. Белой и в верховьях р. Шомбы глины занимают наиболее высокое гипсометрическое положение — 100 метров над уровнем моря. В нижнем течении р. Кеми глинистая толща лежит на высотах, не превышающих 20 метров над уровнем моря.

Литологически глинистая толща представлена двумя разновидностями, различающимися, главным образом, по цвету и дисперсности. Наиболее широко распространенными являются темносерые и синевато-серые пластичные глины со слабо заметной слоистостью. Последняя обусловлена чередованием слоев, имеющих то более, то менее интенсивную окраску. Слоистость в глинах заметна только во влажном состоянии. При высыхании порода приобретает ровный светлосерый тон. Этой разновидностью представлен нижний горизонт глинистой толщи, мощность которого достигает 8 метров. Восточная граница распространения серых глин проходит около дер. Подужемье. Ниже указанного пункта по долине р. Кеми эти глины не обнаружены.

На серых глинах залегают толща коричневых глин. Последние отличаются от нижележащих несколько менее тонким составом, комковатостью и полным отсутствием слоистости. Во влажном состоянии глины также исключительно пластичны. Мощность коричневых глин достигает 12 метров. В окрестностях дер. Подужемье глинистая толща достигает максимальной мощности, превышающей 20 метров.

Следует отметить, что коричневая глина от дер. Подужемье к востоку по долине р. Кеми прослеживается без перерыва до 10-го километра по тракту Кемь—Ухта. Восточнее этого пункта участки глин с перерывами наблюдаются вплоть до линии Кировской железной дороги. К западу коричневые глины также распространяются значительно дальше, чем подстилающие их серые глины.

Как уже отмечалось, полоса глинистых осадков в долине р. Кеми не является непрерывной. Здесь имеют место три отдельных участка, изолированных один от другого. Наиболее западный расположен по доли-

нам рек Белой, Шомбы и Кеми, выше поселка Юма Верхняя. Второй участок прослеживается от Юмы Верхней до Кривого Порога. Третий, восточный, участок протягивается узкой непрерывной полосой от Кривого Порога до 10-го километра по тракту Кемь—Ухта.

Наибольшую ширину, достигающую 2 километров, имеет западный участок, наименьшую — восточный. Ширина полосы глин восточного участка не превышает 800 метров.

Переходя к анализу стратиграфического положения глинистой толщи, необходимо привести описание разрезов, на основании которых можно сделать правильное заключение о возрасте этих осадков.

Объем работы не позволяет привести описание всех изученных разрезов. Приводятся лишь наиболее характерные. На левом берегу р. Кеми, в 60 метрах к северо-западу от нижнего конца Подужемского порога, в обрыве 3-й восьмиметровой террасы залегают (сверху вниз):

1. Глина — безвалунная, пластичная, неслоистая, тонкодисперсная, однородная серовато-коричневого цвета. Мощность — 5 метров.

2. Песок — мелкозернистый, неяснослоистый, желтовато-серого цвета с валунами кристаллических пород различного петрографического состава. В толще песка встречаются тонкие горизонтальные прослои (до 0,5 см) яркожелтого среднезернистого песка. Книзу количество валунов увеличивается. Мощность — 0,5 метра.

3. Грубая, песчаная морена, богатая щебнем, гравием и валунами различной окатанности и состава. Видимая мощность — 0,4 метра.

В северо-западном направлении, в 80 метрах от описанной расчистки, располагается уступ 4-й террасы высотой в 10 метров. В обнажениях, приуроченных к этому уступу, видно, что 4-я терраса слагается нацело пластичными глинами коричневого цвета.

Уступ 4-й террасы ниже Подужемского порога круто поворачивает на северо-запад. Отступая на значительное расстояние от берега реки, он образует обширный полукруг, примыкающий вновь к берегу реки около дер. Подужемье. Уступ 3-й восьмиметровой террасы ниже Подужемского порога обрывается непосредственно в реку, повторяя все ее изгибы. В береговых обнажениях 3-й террасы можно наблюдать постепенное погружение моренных отложений по направлению к востоку, влекущее за собой увеличение мощности вышележащей глинистой толщи. На расстоянии 90 м от порога вниз по течению реки в обрыве 3-й террасы обнажаются:

1. Почвенный глинистый слой. Мощность — 0,2 метра.

2. Глины тонкие, коричневого цвета со слабо заметной слоистостью, однородные, без посторонних включений. Мощность — 0,8 метра.

3. Глины тонкодисперсные, плотные, коричневого цвета, со слабо заметными горизонтальными прослоями темнокоричневого цвета. Мощность — 0,6 метра.

4. Глины тонкие, коричневатые-серые с темносерыми горизонтальными прослоями. Мощность — 0,4 метра.

5. Глины тонкие, однородные, темносерого цвета, без посторонних примесей. Видимая мощность — 6 метров.

Вся описанная толща отличается исключительной однородностью механического состава и резким запахом болотного газа.

Далее к востоку мощность серых глин, подстилающих коричневые, увеличивается за счет уменьшения мощности верхнего горизонта. Приблизительно в 400 метрах ниже Подужемского порога 3-я терраса уже

целиком слагается серыми глинами. У дер. Подужемье, в 22-метровом уступе 4-й террасы обнажаются коричневые глины, описанные в предыдущих разрезах, и подстилающие их темносерые глины. Переход коричневых глин в серые постепенный. Глинистая толща здесь опускается ниже уровня воды. Однако, на противоположном берегу видно, что глины залегают непосредственно на кристаллических породах. На левом берегу реки, в районе Кривого Порога терраса, высотой в 8 метров, выработана в песчано-валунной морене, широко распространенной на водоразделах. У хутора Кривой Порог в морене наблюдается мощная линза флювиогляциальных песков, срезанная сверху плоскостью террасы. В 400 метрах от хутора по течению реки в террасовом уступе наблюдается довольно резкая смена отложений, слагающих террасу. Верхняя плоскость моренной толщи круто падает и перекрывается пластичными, безвалунными, коричневыми глинами. Ниже по реке терраса полностью сложена этими глинами и лишь у хутора Нижнего, у подошвы террасового уступа вновь обнажается морена. На расстоянии 300 метров от указанного пункта в противотанковой траншее можно наблюдать погружение широко распространенной на водоразделах основной морены под глинистые слои. На левом берегу Кеми, на северной окраине дер. Авне-Порог, в шурфе, заложенном специально с целью выяснения стратиграфического взаимоотношения основной морены с толщиной пластичных глин, зафиксировано залегание основной морены под глинистыми осадками.

На правом берегу Кеми против дер. Авне-Порог у уреза воды обнажаются коренные породы, на которых залегают вязкие серые глины. Этими осадками слагается вторая надпойменная терраса высотой 3,5—4 метра. Глина слагает и следующую террасу, соответствующую по высоте второй террасе левого берега. Эта терраса здесь выражена лишь местами. Обычно наблюдается пологий склон от подошвы террасы к урезу воды. В обрыве этой 3-й террасы, возвышающейся над рекой на 16—18 метров, обнажаются мелкозернистые, хорошо отсортированные пески. В стенке расчистки, ориентированной параллельно берегу, наблюдается горизонтальная слоистость. В боковых стенках слоистость наклонена в сторону реки. В шурфах, заложенных у основания террасы, можно наблюдать постепенные переходы песчаных осадков в глины. Песок, характеризующийся хорошей окатанностью и сортировкой зерен, относится к осадкам бассейна, в котором отлагались и нижележащие глины.

На левом берегу р. Кеми, у 36-го километра по тракту Кемь—Ухта, вновь наблюдаются песчаные слои, лежащие на безвалунных коричневатых-серых глинах. Протяженность описанных участков вдоль реки не превышает нескольких десятков метров. На поверхности глинистой толщи и на обрывках песчаных террас ни в одном пункте не было замечено моренного покрова или его остатков в виде отдельных валунов.

На основании изложенного фактического материала можно считать установленным: 1. Морена, подстилающая глинистую толщу в долине р. Кеми, и морена, распространенная на водоразделах, являются одним стратиграфическим горизонтом и продуктом аккумуляции последнего ледника. 2. Глинистая толща залегают стратиграфически выше отложений последнего оледенения и является более молодым геологическим образованием.

Переходя к вопросу о генезисе глинистой толщи, следует несколько подробнее охарактеризовать гипсометрию района, площадное распро-

странение осадков и высоту их залегания над уровнем моря. Необходимо также указать на высоту распространения иольдиевой и литориновой трансгрессий и на положение края ледника в период существования 1-го Иольдиевого моря.

Депрессия, по дну которой протекает р. Кемь, является древней дочетвертичной формой, происхождение которой обусловлено, с одной стороны, структурой и тектоникой докембрийских образований и, с другой, — последующими процессами денудации, которым была подвержена страна в течение длительного дочетвертичного времени. Будучи открыта со стороны Белого моря, эта депрессия, безусловно, должна была затопляться водами морских трансгрессий, которым подвергалось северное морское побережье России в межледниковое и позднеледниковое время.

Однако в разрезах по берегам р. Кемь нет следов ни бореальной (1), ни более поздней Онежской межледниковых трансгрессий. Этот факт может быть объяснен только экзарационной деятельностью последнего ледника. Условия для выпахивающей деятельности надвигающихся ледяных масс здесь были особенно благоприятны, вследствие полного совпадения ориентировки депрессии с направлением движения ледника, о чем свидетельствует направление ледниковых шрамов.

В позднеледниковое время, в период трансгрессии моря Мунте (1-ое Иольдиевое море), страна была покрыта морскими водами до отметок около 130—140 метров над современным уровнем моря. Гипсометрия долины р. Кемь в пределах восточной части от оз. Куйто до Белого моря характеризуется отметками, не превышающими 120 метров. В зоне развития глинистой толщи абсолютные высоты не превышают 100 метров. Опираясь на приведенные цифры, Дементьев пришел к заключению о морском происхождении глинистой толщи. Отсутствие морских флоры и фауны он объяснил низкой температурой вод Иольдиевого моря и опресненностью бассейна, лежавшего в непосредственной близости от края ледника.

Чтобы правильно подойти к решению вопроса о генезисе кемских глин, необходимо сопоставить площадное распространение глинистой толщи с очертаниями низменности, прилегающей к Белому морю, в пределах которой лежит нижняя часть долины р. Кемь. К западу от Белого моря простирается плоская, медленно повышающаяся заболоченная равнина, занимающая обширное пространство по морскому побережью. В пределах этой равнины лежат нижние течения рек Поньгомы, Олонки, Кемь, Шуи и Выга. Абсолютные высоты здесь колеблются от 0 до 40—50 метров. Ширина низменности в районе бассейна р. Кемь достигает 40 километров. Далее на запад абсолютные высоты довольно быстро возрастают до 80—100 метров, и лишь по долине р. Кемь прослеживается узкая, до пяти километров шириной, депрессия с отметками, не превышающими 40—50 метров. Если допустить, что тонкодисперсные кемские глины являются осадками позднеледниковой морской трансгрессии, то с понижением абсолютных высот ареал их должен расширяться, и в пределах приморской низменности следовало бы ожидать широкого распространения глинистых отложений. В действительности, независимо от понижения абсолютных высот, ширина полосы глин в нижнем течении Кемь остается постоянной и не превышает 800—900 метров. На расстоянии 15 километров от берега моря глинистая толща прерывается и далее к востоку не прослеживается.

Не менее важным фактором, который необходимо учитывать при решении вопроса о распространении Иольдиевого моря, является ледниковый покров, так как не только гипсометрия страны, но и положение ледникового края определяли границы позднеледниковой трансгрессии.

На основании исследований 1946 года можно заключить, что депрессия р. Кемь и прилегающая к берегу Белого моря низменность, в период существования 1-го Иольдиевого моря, находились под покровом материкового льда.

Край ледника в то время проходил значительно восточнее современного берега Белого моря. Доказательством правильности приведенного соображения являются факты, на основании которых можно судить о положении края ледника во время существования Иольдиевого моря.

В пределах обширной территории, простирающейся к западу от берега Белого моря между 64°30' и 65°30' северной широты, широким распространением пользуется основная морена, отложившаяся в процессе таяния последнего ледникового покрова. Основная морена представлена песчаными и супесчаными валунными разностями континентального типа. Порода отличается отсутствием какой-либо сортировки материала. Лишь в непосредственной близости берега Белого моря характер морены резко меняется. Морена здесь представлена мощной толщей горизонтально-слоистых тонких и мелкозернистых песков, изобилующих валунным материалом различного состава и степени окатанности. Такой характер морены могла приобрести только в том случае, если она отлагалась через толщу воды. Следовательно, ледник здесь всплывал в водах морского бассейна.

Западная граница распространения этого бассейна определяется восточной границей распространения континентальной морены, т. е. линией контакта подошвы ледника с континентом. В районе южного Беломорья граница ледникового покрова проходила по линии Беломорск — Шуеозеро — оз. Тунгудское — Ругозеро, что подтверждается комплексом краевых образований, наблюдающихся к юго-востоку от этой линии. Ледниковый покров здесь не препятствовал проникновению вод Иольдиевого моря в южном и юго-западном направлениях. Доказательством того, что край ледника находился здесь во времена иольдиевой трансгрессии, являются следующие факты. В долине р. Выг, в районе ст. Сосновец развиты голубовато-серые ленточные глины. По возрасту и генезису эти осадки относятся к отложениям 1-го Иольдиевого моря на основании присутствия в них богатой морской флоры. К северо-западу ленточные глины постепенно переходят в песчаные задровые поля, которые в ближайшей к леднику части примыкают к флювиогляциальным дельтам и другим краевым формам, маркирующим положение края ледника.

Северная граница распространения ледникового покрова лежит вне пределов Центральной Карелии и выражена менее четко, вследствие отсутствия ясно выраженных краевых образований. По материалам Эпштейна (5), производившего исследования на территории Северной Карелии, иольдиевая трансгрессия проникла в западном направлении на значительное расстояние вглубь континента. На основании изложенного очевидно, что кемская глинистая толща не может быть генетически связана с Иольдиевым морем, так как последнее не проникало в депрессию реки Кемь. Эти глины также не могут быть отложениями

ранболее поздней литориновой трансгрессии, так как максимальная граница ее распространения не превышает 20 метров над уровнем моря.

Бассейн, в котором происходила аккумуляция глинистых осадков, должен был существовать продолжительное время, о чем свидетельствует значительная мощность глинистых осадков. Период же существования 1-го Йольдиевого моря исчисляется всего лишь 300 годами.

Ограниченное распространение глин, изолированность отдельных участков один от другого и от моря, дают основание предполагать, что глины отлагались в замкнутых, озерных водоемах, которые были спущены в недалеком прошлом.

Это предположение подтверждается присутствием в глинах пресноводных диатомовых и полным отсутствием солоноводной флоры и фауны.

В заключение следует отметить, что образование тончайших глинистых илов, аналогичных кемским глинистым осадкам, наблюдается в ряде карельских озер, из которых следует отметить Лулло, Роппома и Кевязозеро.

ЛИТЕРАТУРА

1. Даниловский И. В. Маршрутные геологические исследования отложений четвертичной системы 38-го листа 1С-верстной карты (Кемско-Ухтинский край). 1933.
2. Рантман В. И. Результат геолого-разведочных работ ЦСНХ в Кемско-Ухтинском районе в 1926 г. Изд. ЦСНХ АКССР, 1926.
3. Судовиков Н. Г. Материалы к петрографии Центральной Карелии. Труды ГГРУ, в. 51, 1931.
4. Харитонов Л. Я. К стратиграфии и тектонике карельской формации докембрия. Труды Лен. Геол. управления, в. 23, 1941.
5. Эпштейн С. В. К вопросу о позднеледниковой трансгрессии Белого моря в Северной Карелии. Труды асс. по изучению четверт. периода Европы (АИЧПЕ), в. 5, 1941.
6. Международная четвертичная карта Европы. Лист 12, масштаб 1:1500000. Под ред. проф. С. А. Яковлева. Л.—М., 1939.

N. I. Apuhtin

KESKI-KARJALAN KVARTÄÄRISYSTEEMIN STRATIGRAFIASTA

YHTEENVETO

Keski-Karjalan kvartäärisysteemin stratigrafia Danilovskin kaavan mukaan on seuraavanlainen.

Esikvartäärisysteemin varhaisissa muodostumisissa on Rissin jääkauden moreeniperusta, joka on paljastettu Kusema-joen rantakerrostumissa.

Riss-Würm-jääkausi esiintyy merellisissä kerrostumissa, joita on paljastettu Kusema-joen rantakerrostumissa. Merelliset kerrostumat sijaitsevat kahden moreeniperustan välissä ja sisältävät merieläimistön jäännöksiä.

Merellisiä kerrostumia peittävä moreeni, joka ikänsä mukaan kuuluu w-gotiglacial-aikakauteen, on paljastettu Kusema- ja Kemijoen rantahalkaemisissa.

Kehityskausien välinen aika w-fini-gotiglacial esiintyy savi- ja hiekkakerrostumina, jotka ovat kehittyneet Kemi- ja Vyga-joen laaksoissa.

Stratigrafisesti korkeammalla sijaitsee w-finiglacial-moreeni, jääkauden ja jääkauden jälkeisen ajan muodostumat.

Dementjevin kaava eroaa Danilovskin kaavasta siinä, että siitä puuttuu sarakkeen alimmainen osa. Tekijä pitää vanhimpina muodostumina savi-kerrostumia, jotka ovat kehittyneet Kemi- ja Vyga-joen joistossa, geneettisesti yhdistämällä nämä muodostumat I:sen Yoldia-meren transgressionin kanssa.

Stratigrafisesti korkeammalla sijaitsee moreeni, myöhäisjääkauden ja jääkauden jälkeisen ajan muodostumat, jotka ovat syntyneet viimeisen jääkauden liikunnasta.

Kyseessä olevan kirjoituksen laatijan v. 1946 kokoaman aineiston perusteella voidaan todeta seuraavaa:

1. Kvartääri-kauden vanhin muodostuma Kemi-joen vesistöissä on w-gotiglacial moreeni.

2. Stratigrafisesti korkeammalla sijaitsevat myöhäisjääkauden ja jääkauden jälkeisen ajan muodostumat.

3. Kemi-joen vesistön savikerrostuman päälle levinnyt ja sitä peittävä moreeni on yhtenä stratigrafisena horisonttina.

4. Kemi-joen laaksossa kehittynyt savikerrostuma sijaitsee stratigrafisesti korkeammalla viimeisen jääkauden moreenia ja on nuorimpia geologisia muodostumia.

5. Kemi-joen vesistöissä kehittyneet savikerrostumat ovat syntyneet makeanveden vesistöjen vaikutuksesta.

6. Merelliset kerrostumat, jotka ovat geneettisesti olleet yhteydessä Yoldia-meren kanssa Kemi-joen vesistöissä, puuttuvat, syystä että I Yoldia-meren muodostumisen aikana tämä alue oli jääkuoren peittämä.

В. Д. НИКИТИН и К. А. ШУРКИН

О ГЕНЕЗИСЕ СЕВЕРО-ЛАДОЖСКИХ ПЕГМАТИТОВ И ИХ ПРОМЫШЛЕННОЙ ЦЕННОСТИ

Северо-восточное побережье Ладожского озера с давних пор привлекало внимание геологов (7, 9, 10, 13). Во многих работах встречаются беглые указания на наличие здесь пегматитовых жил (9, 14, 15) или же приводятся описания отдельных минералов (17, 18). Однако, не возбуждая промышленного интереса, ладожские пегматиты до последнего времени не подвергались каким-либо детальным исследованиям.

В связи с возросшей за последние годы потребностью в керамическом сырье пробудился интерес и к пегматитам Приладожья. Уже в 1940 г. о нескольких пегматитовых жилах этой области упоминает профессор П. А. Борисов в своем «Обзоре нерудных ископаемых присоединенных территорий К-ФССР».

Первые указания в печати П. П. Боровикова о вероятных промышленных перспективах пегматитов Приладожья появились в 1945 г. (1) и были повторены Герасимовским в 1946 г. (2). Несколько пегматитовых жил вблизи г. Питкяранта были осмотрены в 1945 г. геологом Е. В. Свириной, а с 1946 г. по предложению проф. П. А. Борисова начались систематические работы К-Ф научно-исследовательской базы Академии наук СССР по детальному геолого-минералогическому изучению пегматитов Ладожского побережья на участке Питкяранта — Сортавала.

В 1946 г. работы Базы, под руководством В. Д. Никитина, тесно увязывались с работами Ленгеолнерудтреста по опробованию наиболее крупных месторождений пегматитов на участке побережья Мурсула — Питкяранта, и в результате совместной работы уже тогда появилась возможность выдвинуть эту область как новую крупную базу керамического сырья (5), установить некоторые типовые признаки пегматитовых жил (6) и пр. Продолженные в 1947 г. работы К-Ф научно-исследовательской базы Академии наук охватили область Ладожского побережья далее к западу — до устья р. Янис-ноки и дали дополнительный материал, позволяющий наметить возможность выделения нескольких различных по возрасту периодов пегматитообразования. Пегматиты каждого периода характеризуются своими геолого-

минералогическими признаками и далеко не одинаковой промышленной ценностью. Отчетливо устанавливается, что наиболее продуктивный период пегматитообразования, сформировавший мощные, промышленно-ценные месторождения, проявился преимущественно в районе Леппесильта—Мурсула—Питкяранта.

В этой статье авторы считают своевременным сообщить некоторые предварительные данные (работы еще продолжаются) о геолого-минералогических особенностях и промышленной ценности пегматитов, могущих быть использованными при дальнейших поисково-разведочных и эксплуатационных работах.

Своевременно также начать и дискуссию о возможности возрастного расчленения архейских пегматитов Карелии, так как даже для наиболее изученных пегматитов Беломорья, несмотря на разнообразие их геолого-минералогических признаков, вопрос этот до настоящего времени в некоторой степени остается открытым (3, 4).

Основные черты геологии района

Северное побережье Ладожского озера, в восточной части которого расположено поле керамических пегматитов, в основном сложено породами ладожской формации, мощная зона которых подходит сюда с севера. Среди пород ладожской формации — разнообразных кристаллических сланцев, сланцеватых амфиболитов и кристаллических известняков, в ядрах антиклинальных структур выходят на поверхность породы более древнего гранито-гнейсового фундамента. С запада зона ладожских пород ограничивается крупными интрузиями постботнийских гранитов, так называемого «центрального типа Финляндии» (14, 17), а с востока — обширным полем ютнийских гранитов-рапакиви.

Напомним, что возрастное положение пород ладожской формации в стратиграфической колонке докембрия остается еще не вполне установленным. Некоторыми она относится к протерозою (11, 12), другими — к архею (14, 17).

Судя же по тому, что абсолютный возраст наиболее молодых пегматитов в нашем районе, залегающих в ладожской толще, составляет 1350 миллионов лет¹, — больше оснований считать ладожскую формацию архейской.

Постладожские интрузивные породы, кроме упомянутых гранитов-рапакиви и гранитов «центрального типа», представлены в районе наших исследований небольшими телами гранитного состава на мысе Импиинми. Кроме того, вблизи ст. Велимяки расположен незначительный по величине массив габбро-диоритов и к югу от г. Питкяранта О. Трюшtedтом (19) указывается несколько мелких массивов пегматоидных гранитов.

И в крупном плане и в мелких деталях поражает удивительное согласие тектонических форм в обоих комплексах пород — ладожском и гранито-гнейсовом. Это согласие проявляется как в совпадении общей ориентировки кристаллизационной сланцеватости пород в крупных структурно-тектонических единицах обоих комплексов, так и в однозначном направлении осей мелких складок, флексур и пр.

Генеральными направлениями являются — для кристаллизационной

¹ Определение абсолютного возраста минералов этих пегматитов было произведено по нашей просьбе проф. Э. К. Герлингом в 1946 г.

сланцеватости сев.—сев.-западное простирание (330—355°) с крутым падением чаще на восток; для падения шарниров складок — азимуты 155—160°, угол 35—50°.

Вторым обстоятельством, обращающим на себя внимание, является однообразная смена горизонтов ладожской толщи вокруг массивов гранито-гнейсов. Действительно, гранито-гнейсы всегда обрамляются горизонтом амфиболовых сланцев и сланцеватых амфиболитов, содержащих обычно два, реже три не выдержанных по простиранию и мощности горизонта, существенно состоящих из метаморфизованных кристаллических известняков. Последние содержат переменные количества кварца, полевых шпатов, диопсида, актинолита, тремолита, граната, оливина, эпидота, скаполита, роговой обманки, иногда сфена, магнетита, пирита, халькопирита и др. минералов. Выше следует горизонт слюдяных кварцево-биотитовых сланцев, зачастую с гранатом, ставролитом, андалузитом, кордиеритом и др. минералами. Такое постоянство смены горизонтов ладожской формации позволило большинству исследователей предполагать ее стратиграфическое залегание на гранито-гнейсах (18,19). Однако следует отметить, что до настоящего времени нормального стратиграфического контакта между ними наблюдать еще не удалось, так как в тех редких случаях, когда можно видеть непосредственные контакты этих формаций (обычно скрытые в понижениях рельефа под наносами), как, например, на о-ве Хяркисаари, на восточном берегу Сумерианлахти, о-ве Вуоранлуодот, на западном берегу о-ва Сюскюянсаари и пр., постоянно обнаруживается тектонический характер контактов — зоны милонитизации, зеркала скольжения, отторженцы гранито-гнейсов, затертые в ладожских породах и пр.

Все породы ладожской формации в большей или меньшей степени послонно инъецированы кварц-полевошпатовым и кварцевым материалом; известно (14), что инъецированность сильнее на западе (Сортвальский район) и затухает к востоку. Следует отметить, что это представление действительно только для второй эпохи постладожской мигматизации. В предшествующую же ей более раннюю эпоху мигматизации проявилась по всей области северо-ладожского побережья достаточно равномерно и с небольшой силой. Подробнее об этом будет сказано ниже.

Пегматиты

Пегматиты встречаются в большом количестве в обоих комплексах метаморфических пород. В одном и том же обнажении зачастую наблюдаются пегматиты, обладающие столь различными геолого-минералогическими признаками, что невольно возникает предположение о различном времени формирования их, и, следовательно, возможной связи различных пегматитов с разными интрузивными циклами.

К сожалению, в районе наших работ мы знаем лишь одно небольшое тело гранитов (мыс Импиниemi), с которым генетически связана только одна группа пегматитов. Каких-либо интрузивных пород, с которыми можно было бы искать связи других пегматитов, в районе нет. Поэтому при решении последовательности образования разнородных пегматитов приходится либо прибегать к сравнению с соседними областями (где анализ интрузивной деятельности еще не закончен), либо пытаться разобраться в этом вопросе на основании изучения геолого-

минералогических признаков самих пегматитовых тел. Последний путь кажется тем более заманчивым, что с подобной же ситуацией — отсутствием материнских интрузий сталкиваются исследователи и в других пегматитовых районах Карелии.

Прежде всего можно подразделить пегматиты на две возрастные группы: доладожские и постладожские. Доладожские пегматиты широко распространены в гранито-гнейсах, всегда срезаются контактовой поверхностью ладожских пород и обычно милонитизируются в зоне контакта, никогда не продолжаясь в ладожские сланцеватые амфиболиты.

Интенсивно мигматизированные и заключающие многочисленные пегматитовые жилы породы гранито-гнейсового комплекса контактируют с почти совершенно не инъецированными породами ладожской формации.

Постладожские пегматиты, напротив, залегают как в ладожской толще, так и в гранито-гнейсах. Но в гранито-гнейсах они резко отличаются от доладожских пегматитов по характеру взаимоотношений с гнейсами и своеобразным структурно-минералогическим признакам.

Затем, уже внутри каждой из этих двух групп пегматитов устанавливается наличие нескольких самостоятельных периодов пегматитообразования: два периода доладожских пегматитов и три постладожских.

1. Доладожские пегматиты

1. Пегматиты первого доладожского периода. Изучение некоторых участков гранито-гнейсовых массивов в 1947 году позволило произвести внутреннее расчленение этой формации. Наиболее древним является комплекс серых, тонкослонистых, преимущественно биотитовых, частично роговообманково-биотитовых олигоклазовых гнейсов, содержащих мелкие линзы и прослои амфиболитов и роговообманковых гнейсов. Такого типа породы обычно развиты участками среди наиболее распространенных розовых биотитовых олигоклазовых микроклиновых гнейсов, с которыми они образуют постепенные переходы. Обычно серые гнейсы интенсивно инъецированы пегматит-аплитовым материалом вплоть до образования тонкослонистых мигматитов. Здесь среди мигматитов и встречаются прослойки (мощностью до 30—40 см), которые обладают признаками типичных пегматитов. Размеры кристаллов полевых шпатов достигают в них 5—8 см, в поперечнике и в отдельных случаях констатируется зональное сложение: кварцевая ось, аплитовидные мелкозернистые зальбанды и пегматоидная структура между ними.

Минеральный состав таких пегматитов весьма прост и однообразен. Из полевых шпатов преобладает розовый микроклин-пертит. В небольшом количестве (до 10%) содержатся альбит и альбит-олигоклаз, тонколистоватые мелкие кристаллы мусковита, реже биотита и единичные кристаллы граната (спессартин-альмандинового). Письменные кварц-полевошпатовые срастания в этих пегматитах очень редки. Кварц густомолочного цвета.

Участки с такими пегматитами были встречены только среди серых гнейсов. Эти пегматиты в совершенстве повторяют плейчатые текстуры вмещающих гнейсов. Зальбанды пегматитов весьма не четкие, между гнейсами и пегматитами наблюдаются переходы.

Постоянной особенностью пегматитов являются почти всегда обна-

руживающиеся признаки бластеза в их структурах, зачастую чрезвычайно резкого. Сплошь и рядом наблюдаются бластомилонитовые и порфиробластовые структуры. Нередко встречаются пегматитовые жилы сильно огнейованные, которые почти сливаются с общим фоном вмещающих их гнейсов.

Эти пегматиты и являются наиболее древними пегматитами нашего района. Они пересекаются дайками основных пород (фиг. 1), преобразованных в сланцеватые амфиболиты. Последние весьма широко распространены в гранито-гнейсовой формации, обычно залегают согласно со сланцеватостью гнейсов и реже пересекают ее. Изредка в ортоамфиболитах встречаются ксенолиты серых гнейсов. Однако, во всех



Фиг. 1. Луда к юго-западу от о-ва Вуоратсу. Дайка ортоамфиболита пересекает мигматиты первого доладожского периода
1 — мигматиты; 2 — ортоамфиболиты

случаях кристаллизационная сланцеватость гнейсов и ортоамфиболитов ориентирована одинаково.

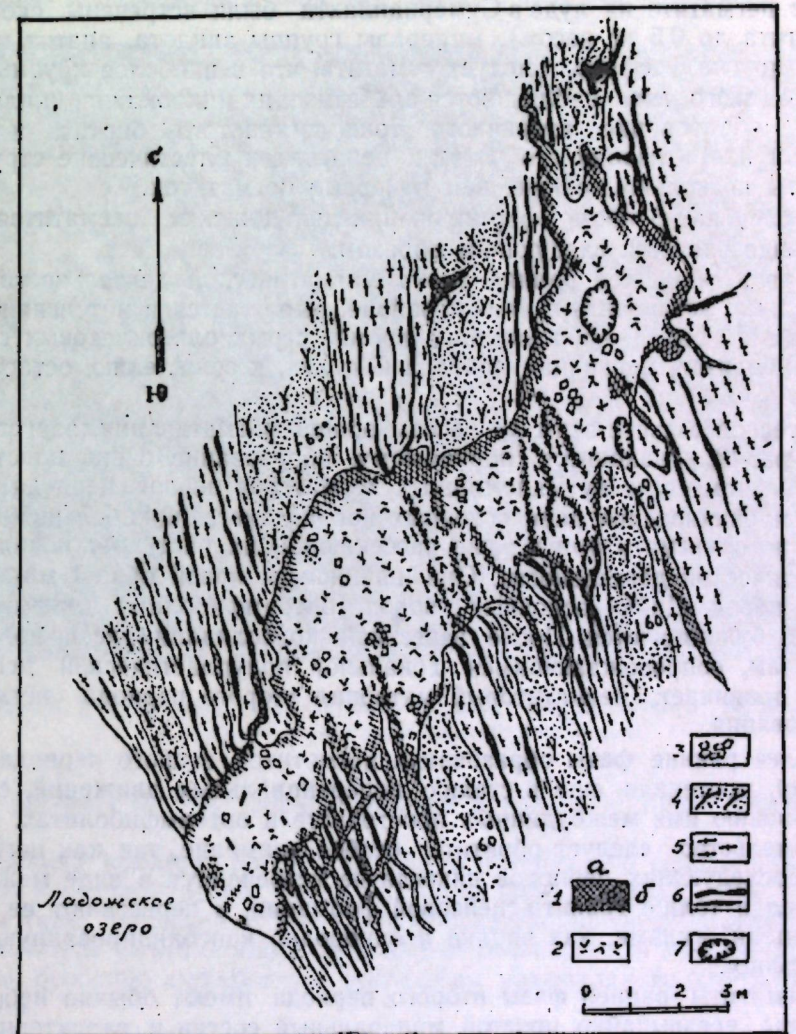
2. Пегматиты второго доладожского периода мо- ложе даек ортоамфиболитов. Они прорывают их и часто служат цементирующим материалом брекчий ортоамфиболитов и мигматитов. Вторые пегматиты не образуют столь тонкой инъекции в гнейсах, как пегматиты первого цикла, и имеют значительно более крупные размеры, достигая иногда 10—15 метров мощности (луда к юго-западу от о-ва Вуоратсу, мыс Лоппониеми, берега Сумерианлахти, п-в Куйваниеми и др.), выполняя трещины и зоны разломов. Однако, как правило, вмещающие породы в зонах разломов и в крупных кусках брекчий пластически деформированы. Иногда пегматиты второго периода выполняют межбугорные пространства в ортоамфиболитах.

Контактная линия между пегматитами и гнейсами в большинстве случаев неясная, наблюдаются постепенные переходы. Иногда же заль-

банд выражен достаточно отчетливо, но контур пегматита характеризуется неправильностью очертаний. Почти всегда имеются секущие и послойные апофизы (фиг. 2).

Эти пегматиты обычно не имеют ясной зональности: чаще преобладает гнездовое, хаотичное распределение участков с различными структурами — пегматондной, гранит-пегматитовой и пегматит-гранитовой. Письменные структуры в отличие от первых пегматитов имеют здесь широкое развитие.

Минеральный состав их несколько отличается от минерального состава первых пегматитов. Здесь из полевых шпатов также преобладает



Фиг. 2. Мыс Лоппониеми. План пегматитовой жилы второго доладожского периода
1—а) пегматит пегматит-гранитной структуры; б) зоны бластомилонитовых структур; 2— пегматит гранит-пегматитовой структуры; 3— пегматит пегматондной структуры; 4— ортоамфиболиты; 5— гранито-гнейсы; 6— мигматиты и пегматиты первого доладожского цикла; 7— карьеры.

мясокрасный или интенсивно розовый микроклин-пертит. Однако следует отметить, что насыщенность пертитовыми вростками (распада и замещения) микроклина в них несравненно больше, чем в пегматитах первого типа. В гнездовых скоплениях серого или белого кварца очень редко встречаются мелкие участки полупрозрачного дымчатого кварца.

Альбит-олигоклаз (№ 12—23) содержится в пределах 10—20%. Пегматиты обыкновенно двуслюдяные, причем всегда преобладает биотит. Содержание слюд небольшое, и встречаются они как в форме толстоблабочатых, так и в форме тонколистчатых кристаллов. В небольших количествах содержатся турмалин (шерл), гранат (альмандин — спессартиновый), пирит, иногда заметное количество магнетита (например, в пегматите на луде в Сумерианлахти были встречены скопления магнетита до 0,5 кг весом), минералы группы эпидота, апатит и некоторые другие фосфаты. Следует отметить, что в наиболее крупных пегматитах этого типа наблюдаются альбитизация микроклина, жильбертизация, образование вторичного тонколистчатого биотита и последующая хлоритизация его. В этих пегматитах бластические структуры развиты несколько меньше, чем в первых пегматитах.

Последовательность формирования доладожских пегматитов в общем виде рисуется следующим образом.

Первая, наиболее ранняя эпоха магматической деятельности, которую можно установить в нашем районе, выражается в интенсивной мигматизации пород — в настоящее время серых олигоклазовых гнейсов и амфиболитов, первичная природа которых, к сожалению, остается неясной.

В тесной связи с этим процессом общей мигматизации, зачастую типа *lit-par-lit*, и находится, по видимому, образование очень простых по минеральному составу маломощных пегматитов первого периода. Затем, после проникновения даек основных пород, залегающих большей частью согласно с мигматитами и реже рассекающих их, наступает новая эпоха магматической деятельности. Она начинается новой общей мигматизацией пород. Дайки основных пород (ортоамфиболиты) мигматизируются и будинируются. После известной консолидации всей толщи, по разрывам, сопровождающимся локальной полупластической деформацией, проникает пегматитовый материал второго периода пегматитообразования.

Более ранние фазы образования пегматитов второго периода, по видимому, протекали еще в стадию дифференциальных движений, судя по выполнению ими межбудинных пространств в ортоамфиболитах. На это обстоятельство следует обратить особое внимание, так как пегматиты всех последующих периодов никогда не встречаются в виде межбудинных тел в толще гранито-гнейсовой формации, а пересекают ее дайкообразными жилами, как вполне и однородно консолидированную жесткую толщу.

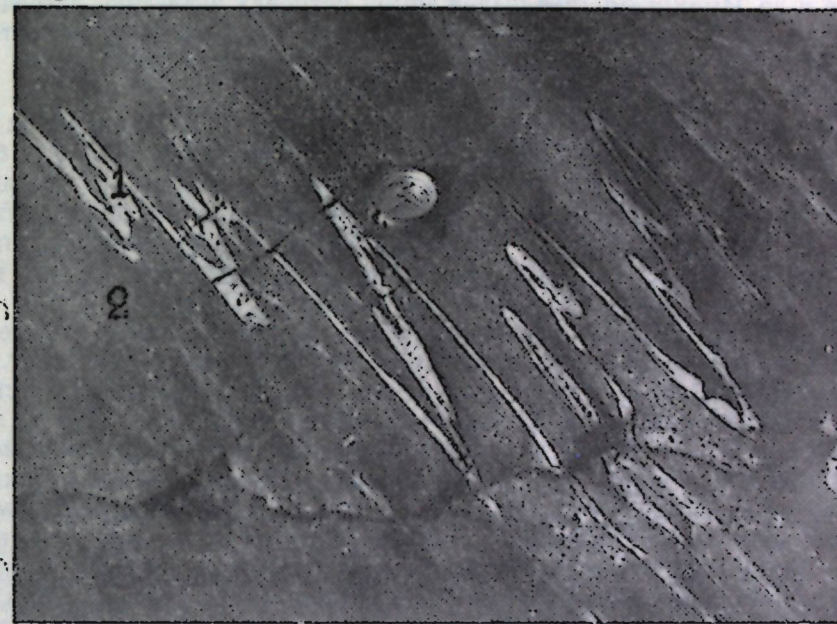
Пегматиты ранней фазы второго периода имеют обычно небольшие размеры, чрезвычайно простой минеральный состав и характеризуются отсутствием зональности, преобладанием гранит-пегматитовых структур с переходами в неравномернозернистые аплиты.

Пегматиты же более поздней фазы этого периода, иногда достигающие значительных размеров, имеют несколько более сложный состав, зачастую зональны, и в них констатируется последовательное наложение различных процессов минералообразования.

II. Постладожские пегматиты

Расчленение постладожских пегматитов на три самостоятельные группы основывается не только на их взаимном, последовательном пересечении, но и на различии их геологических особенностей и минерального состава. Эти признаки, как будет видно ниже, столь сильно различны для разновозрастных пегматитов, в одной и той же группе очень постоянны.

1. Первые постладожские пегматиты тесно связаны с процессом ранней мигматизации пород ладожской толщи. Пегматиты в собственном смысле встречаются чрезвычайно редко: обычно это аплитовые неравномернозернистые, тонкие (2—3 см), послойные инъек-



Фиг. 3. О-в Вуоранлуодот. Пегматит первого постладожского периода
1 — пегматит; 2 — ладожские сланцеватые амфиболиты.

ции, в которых иногда обнаруживается в раздувах пегматитовое сложенне.

Инъекции аплитового и пегматитового материала в совершенстве повторяют узор плейчатости (фиг. 3). Часто они разорваны или будинированы (как, например, в весьма своеобразных шаровых сланцах).

Зальбанды инъекционных прослоев не резки, вблизи них вмещающие породы, особенно амфиболиты, обогащены микроклином, олигоклазом и кварцем.

В этих пегматитах из полевых шпатов преобладает олигоклаз или альбит-олигоклаз, в меньшем количестве присутствуют микроклин и мелкие листоватые выделения биотита, в очень незначительном количестве содержится мусковит и редко встречается апатит.

С этой эпохой мигматизации связано образование типичных для ладожской формации инъекционных полосчатых амфиболитов, а также, по видимому, и интенсивный метаморфизм карбонатных пород — об-

разование в них диопсида, тремолита, граната, скаполита, оливина и проч.

Последнее предположение основывается на том, что такого рода метаморфизм карбонатных пород проявлен в равной степени по всему северному побережью Ладожского озера, вне связи с выходами каких-либо интрузивных пород. Вместе с тем такие метаморфизованные карбонатные породы рассекаются позднейшими пегматитами (вторыми и третьими постладожскими), иногда с ясными разрывами крупных кристаллов диопсида.

Первые постладожские пегматиты по времени формирования отчетливо отделяются от всех более молодых пегматитов фазой образования даек основных пород (метабазитов). Так, например, на западном побережье п-ва Импиниеми и близлежащих островах зачастую встречаются пересечения интенсивно дислоцированных инъекционных пегматитов метабазами, которые в свою очередь пересекаются пегматитами следующего интрузивного цикла.

2. Вторые постладожские пегматиты связаны с интрузией гранитов так называемого «центрального типа», большое поле которых расположено в районе г. Сортавала, а отдельные небольшие штоки встречены на нашем участке — на мысе Импиниеми. Этот интрузивный цикл сопровождается мигматизацией пород ладожской толщи, особенно интенсивной в западной части побережья и постепенно затухающей к востоку. Пегматиты этих гранитов в нашем районе встречаются сравнительно редко и в заметном количестве они сконцентрированы лишь вокруг упомянутых штоков. Непосредственная связь пегматитов с этими интрузиями обнаруживается с полной достоверностью на примере небольшого гранитного тела на мысе Импиниеми. В нем аплитовые жилы пересекаются маломощными пегматитовыми жилами, причем те и другие закономерно связаны с прототектоникой массива. Вокруг штока ладожские породы пронизаны большим количеством жильных двуслюдяных гранитов, аплитов, пегматитов и кварцевых жил. Постоянно наблюдаются постепенные переходы жильных гранитов в аплиты и пегматиты (фиг. 4). Отчетливая зональность в распределении этих жил и нормальная последовательность взаимных пересечений их и позволяет с достаточной достоверностью проследить генетическую связь их с гранитами.

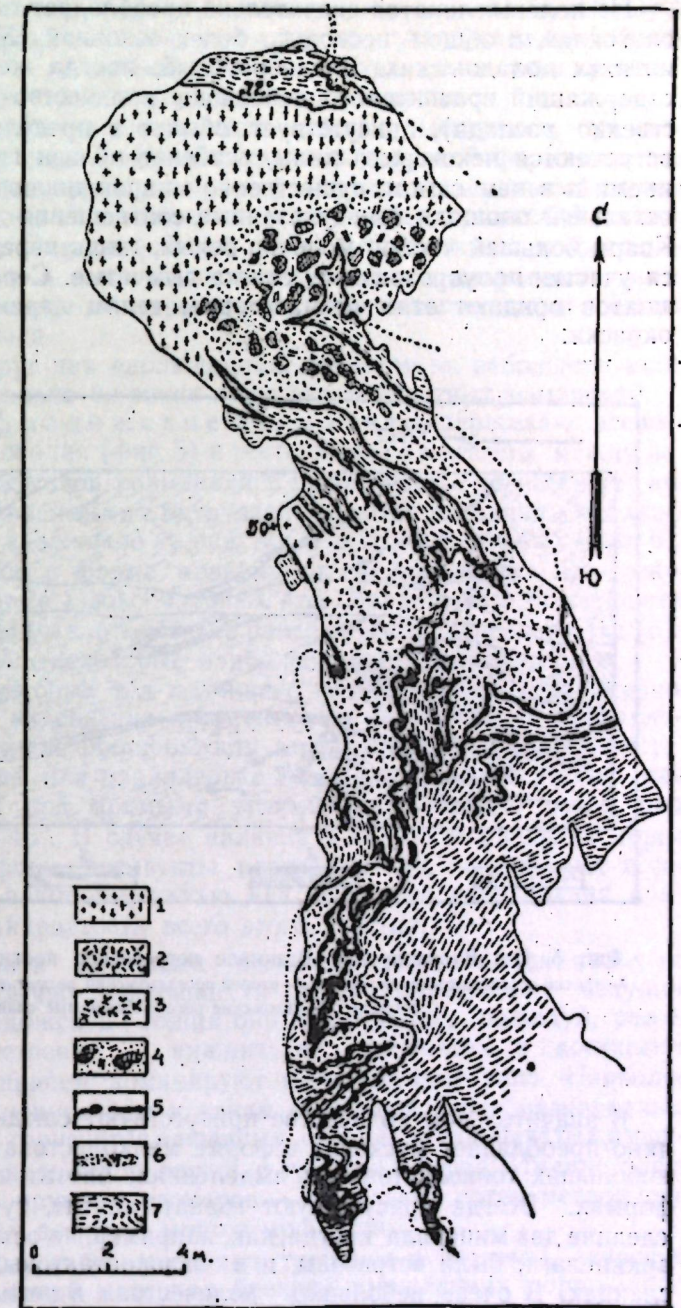
В породах ладожской формации пегматиты залегают обычно в форме межпластовых залежей, но часто, особенно вдали от штока Импиниеми, они встречаются и в форме секущих тел.

Как правило, пегматитовые тела сильно дислоцированы. Характер и степень дислоцированности достаточно разнообразны. Наряду с интенсивно будинированными жилами встречаются небольшие пегматитовые жилы, собранные вместе с вмещающими породами в мелкие складчатые формы (фиг. 5). Зачастую пегматиты заполняют ослабленные зоны интенсивного перемещения в ладожских породах или даже служат цементующим материалом брекчий.

Зальбанды пегматитовых тел обыкновенно достаточно резки в отличие от пегматитов предшествующей возрастной группы.

Размеры пегматитовых тел разнообразны, в большинстве случаев незначительны и лишь иногда достигают нескольких метров мощности и нескольких десятков метров длины.

Во внутреннем строении не наблюдается какой-либо правильной зо-

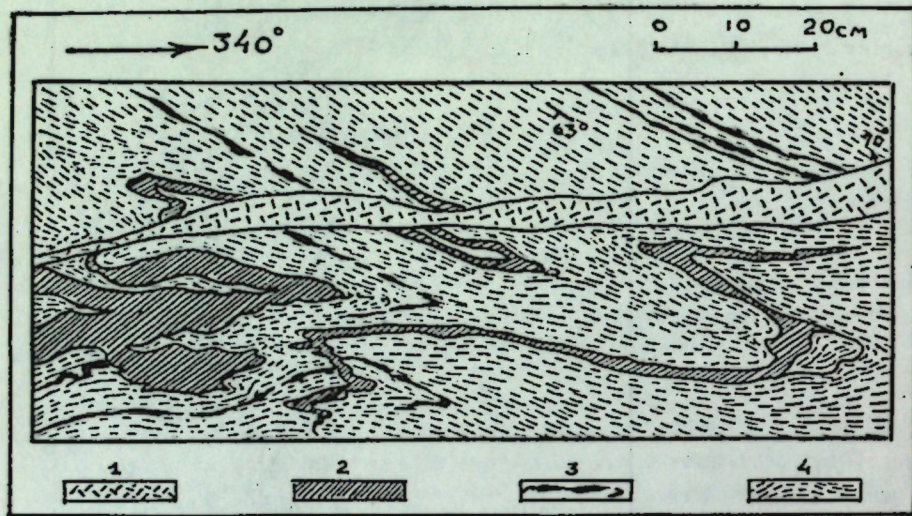


Фиг. 4. Залив Карихненлахти. План пегматитовой жилы второго постладожского периода

1—двуслюдяной гранит; 2—пегматит пегматит-гранитной структуры; 3—пегматит гранит-пегматитовой структуры; 4—пегматит пегматитной структуры; 5—пегматит первого постладожского периода; 6—„шаровые“ сланцы; 7—роговообманково-биотитовые и кварцево-биотитовые сланцы.

нальности. Участки, обладающие различными структурами, от почти гранитной до пегматитной, распределены в теле пегматита в хаотическом беспорядке, гнездами, с совершенно постепенными переходами друг в друга. Следует отметить, что письменные структуры в этих пегматитах являются редкостью. Сколько-нибудь заметных процессов последующей минерализации в них не наблюдается.

Из полевых шпатов значительно преобладает серый и белый альбит-олигоклаз, в общем несколько более основной (№ 14—30), чем в пегматитах ладожских. Бледнорозовый, иногда желтоватый микроклин, содержащий сравнительно небольшое количество пертитов (преимущественно распада), присутствует обычно в пределах 15—20%. Правда, встречаются некоторые жилы, особенно вблизи гранитного тела Импиини и в нем самом, существенно микроклинового состава, но по всей остальной площади вышеуказанные соотношения достаточно постоянны. Кварц большей частью молочно-белый, лишь изредка в нем встречаются участки полупрозрачные, слегка дымчатые. Сероватые цвета полевых шпатов придают этим пегматитовым телам характерные светлые тона окраски.



Фиг. 5. О-в Вуоранлуодот. Взаимное пересечение постладожских пегматитов 1—третий постладожский пегматит; 2—второй постладожский пегматит; 3—первый постладожский пегматит; 4—ладожские роговообманковые сланцы.

В значительном количестве присутствуют слюды (до 5—6%). Постоянно преобладает мусковит в форме мелколистоватых агрегатов, либо в небольших тонколистоватых выделениях; биотит наблюдается в тех же формах. Всегда присутствуют гранат, апатит, турмалин (шерл). Последние два минерала иногда, как, например, на островах Питкярантского архипелага, были встречены и в экзоконтактовых зонах, в слюдяных сланцах. В очень небольших количествах в пегматитах присутствуют пирит и халькопирит.

В целом ряде случаев в шлифах этих пегматитов отчетливо констатируются интенсивное дробление и последующая перекристаллизация.

Повидимому, с этой эпохой интрузивной деятельности связана также инъекция тонких, большей частью послойных, кварцевых жилок, встречающихся во всех породах ладожской толщи, пересекающих пегматиты этого цикла и в свою очередь пересекаемых пегматитами третьей постладожской возрастной группы. Эти кварцевые жилки весьма часто содержат небольшие количества пирита и пирротина. В некоторых мес-

тах, как, например, на зап. берегу Мурсуланлахти, на о-ве Суткисаари, такая кварцево-сульфидная инъекция в форме густой сети тончайших прожилков образует в ладожских породах узкие зоны, обогащенные сульфидами, протягивающиеся согласно сланцеватости пород.

Пегматиты этого типа в нескольких местах (например, на о-ве Вуоратсу) были встречены в породах гранито-гнейсовой формации, где они выполняют трещины раскола простой формы. Минеральный состав их здесь тот же, что и в случае залегания в породах ладожской толщи, Зальбанды их резки. Они пересекают пегматитовые жилы второго ладожского периода и в свою очередь пересекаются кварцевыми жилками только что упомянутого характера, а также пегматитами третьего постладожского периода.

Обыкновенно вокруг них наблюдаются, несмотря на небольшие мощности самих тел, довольно широкие зоны экзоконтактных изменений.

3. Третьи постладожские пегматиты пересекают все вышеупомянутые образования (фиг. 5) и тектонические контакты между ладожской и гранито-гнейсовой формацией, в свою очередь пересекаясь аплитовыми жилами, связанными с интрузией гранитов-рапакиви. Они залегают как в породах ладожской толщи, так и в гранито-гнейсах (фиг. 6). Встречаются они либо в форме правильных межпластовых или секущих жил, либо в форме штокообразных тел. Характерные особенности этих пегматитов были уже отмечены в ранее опубликованной статье (6); здесь подчеркнем лишь некоторые наиболее существенные из них.

Залегание пегматитовых тел подчинено определенной закономерности. Ориентировка их связана с ориентировкой основного направления кристаллизационной сланцеватости вмещающих пород. Пегматитовые тела расположены или параллельно ей (межпластовые жилы), или пересекают ее почти под прямыми углами, или, гораздо реже, под углами, близкими к 45°. В случае наличия в толще вмещающих пород малых складчатых форм пегматиты пересекают их, но залегают в согласии с указанной закономерностью для основного направления кристаллизационной сланцеватости всего этого участка.

В гранито-гнейсовой формации пегматиты встречаются чаще, но размеры их здесь обычно небольшие, и резко преобладают секущие жилы. В породах ладожской толщи они встречаются, пожалуй, реже, залегают преимущественно в нижних ее горизонтах и достигают больших размеров, причем доминируют межпластовые тела. Наиболее крупные пегматиты приурочены к зонам соприкосновения разнородных пород — например, горизонтов слюдяных сланцев и сланцеватых амфиболитов, или пород ладожской толщи и гранито-гнейсов. Именно здесь они достигают очень крупных размеров — нескольких сотен метров длины (фиг. 6) и многих десятков метров мощности.

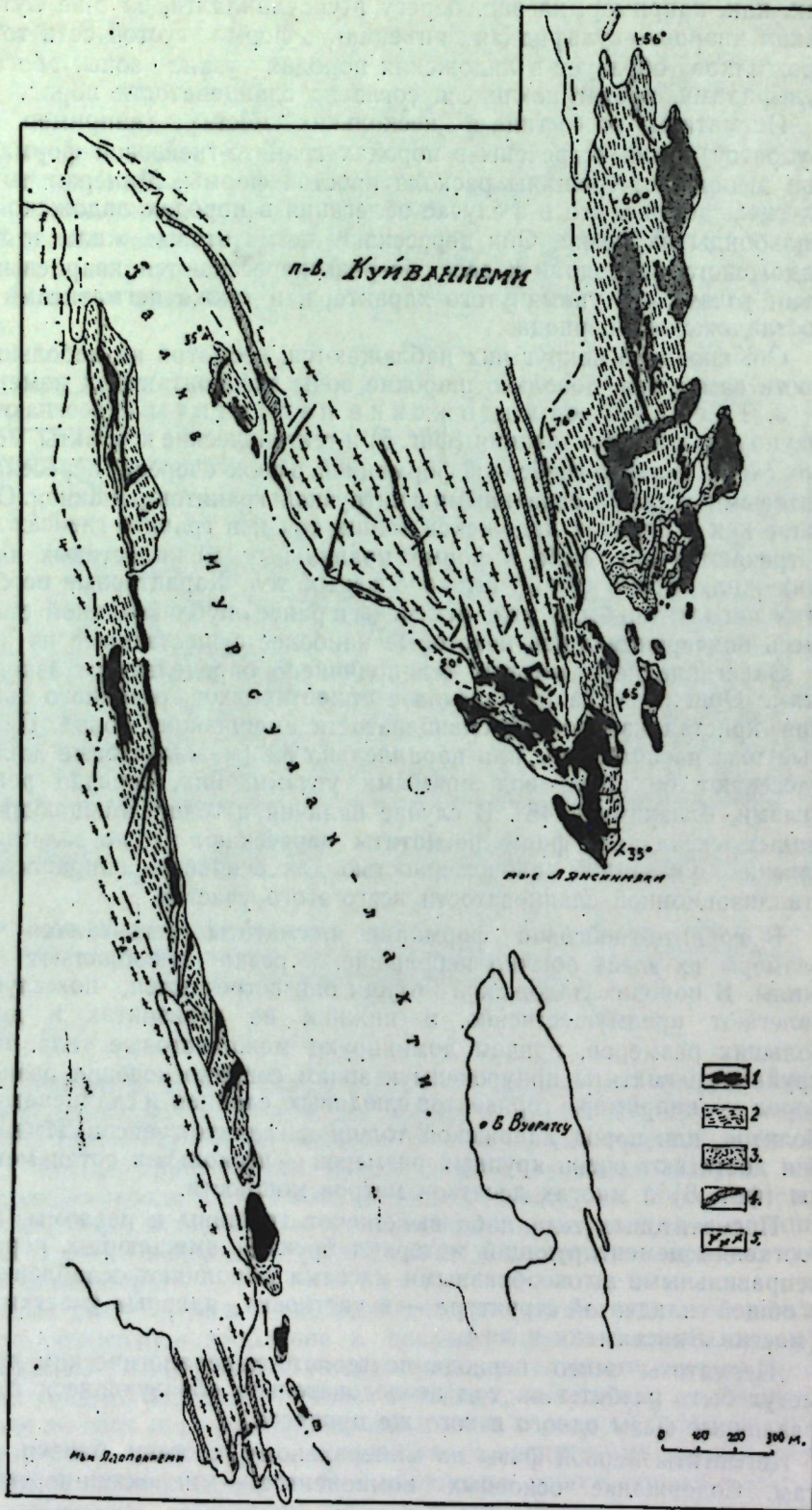
Пегматитовые тела либо выполняют трещины и разломы, зачастую составляя цементирующий материал брекчий вмещающих пород, либо неправильными штокообразными массами выполняют ослабленные зоны в общей складчатой структуре — в частности ядерные участки складок (массив Лянсинмяки и др.).

Пегматиты этого периода по геолого-минералогическим признакам могут быть разбиты на три последовательно образующиеся группы — различные фазы одного и того же процесса.

Пегматиты первой фазы по минеральному составу близки к гранитам. Содержание основных компонентов — микроклин-пертита, аль-

(Из-за мелкого масштаба многочисленные небольшие пегматитовые жилы, находящиеся в гнейсах, не помечены).

Фиг. 6. Ур. Мурсуландлахти. Схема залегания пегматитов третьего постладожского периода
 1 — пегматиты; ладожская формация; 2 — сланцеватые амфиболиты; 3 — метакорфизонитовые известняки; ладожский комплекс; 4 — ортоамфиболиты; 5 — гранито-гнейсы и мигматиты.



бит-олигоклаза (№ 12—22) и кварца — непостоянное. Из полевых шпатов в большинстве пегматитов преобладает микроклин-пертит (40—50% всей массы тела), но в некоторых, небольших по размеру пегматитах — альбит-олигоклаз (например, к северу от дер. Мурсула). Пегматиты эти двуслюдяные. Содержание слюд невысокое — до 3—4%; биотита обычно значительно больше, чем мусковита. В небольшом и переменном количестве присутствует гранат и в весьма незначительном количестве — пирит, магнетит, апатит, молибденит и минералы группы сложных окислов.

Во внутреннем строении этих пегматитов не обнаруживается какой-либо определенной зональности. Отдельные участки, обладающие самыми различными структурами: гранитной, гранит-пегматитовой, аплитовой, пегматондной, графической, распределены по всей массе пегматита в полной беспорядочности, многократно чередуясь с совершенно постепенными переходами друг в друга.

Об общем химическом составе этих пегматитов можно судить по данным 34 валовых проб (по 1,5—2 м³ каждая), взятых на месторождениях: Лянсинмяки, Красная Горка и Койринойя. В каждом из этих месторождений в различных пробах состав несколько варьирует, но в одних и тех же пределах. Среднее содержание компонентов для всей массы опробованных пегматитов составляет: SiO₂ — 74,58; TiO₂ — следы; Al₂O₃ — 14,79; Fe₂O₃ — 0,38; CaO — 1,66; MgO — 0,33; K₂O — 5,29; Na₂O — 3,22%. Как видно, состав пегматитов отвечает составу нормальных гранитов. Действительное содержание Fe₂O₃ должно быть немного выше, так как при отборе проб несколько кусков пегматита, очень загрязненных гидроокислами железа, были отброшены.

В случае залегания пегматитов в гранито-гнейсовой толще они заполняют трещины раскола и характеризуются простыми дайкообразными формами (фиг. 7). Зальбанды их резки: в гнейсах близ трещин никакой пластической деформации нет. При переходе таких жил в сланцеватые амфиболиты или в полевошпатово-роговообманковые сланцы, в последних зачастую обнаруживается полупластическая деформация, пегматитовые жилы теряют правильность формы, раздуваются и переходят в межпластовые тела (фиг. 7). Следует отметить, что такая полупластическая деформация вмещающих пород сопровождается сплошь и рядом разрывами, образованием брекчий с пегматитовой массой в качестве цементирующего материала. В тех же случаях, когда в контакте с пегматитом оказываются слюдяные сланцы, от пегматитов отходит серия послонных апофиз, повторяющих микроплойчатые формы сланцев.

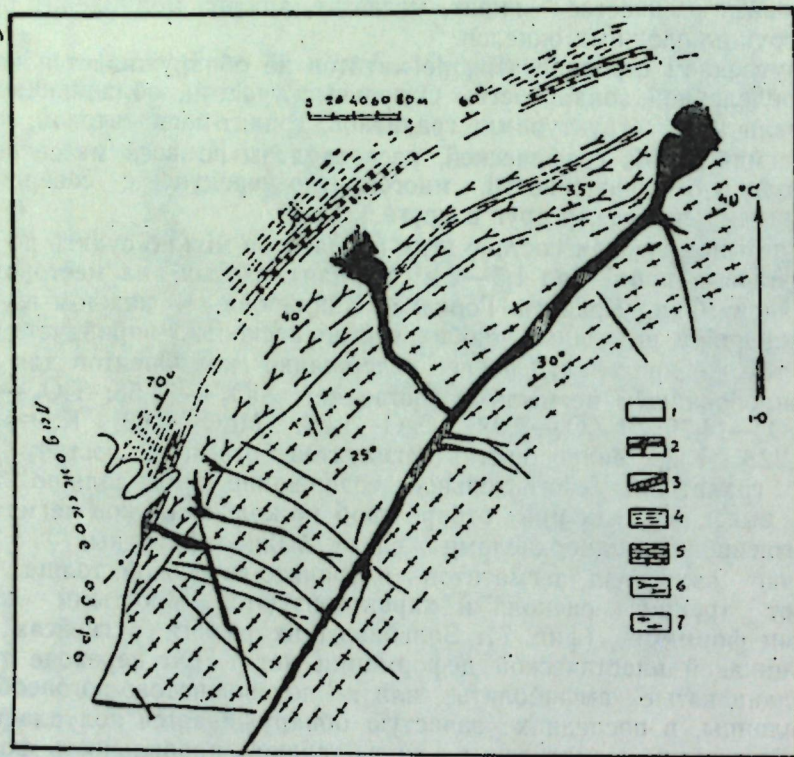
Пегматиты третьей фазы по минеральному составу сложнее. Во внутреннем строении их наблюдается обычно определенная зональность. В формировании их устанавливается наличие нескольких последовательно сменяющихся процессов минералообразования (6). Пегматитовые жилы пересекают и гнейсы и полевошпатово-роговообманковые сланцы, не изменяя формы и характера контактов. Во вмещающих породах, независимо от состава их, никаких следов пластической или полупластической деформации близ разломов, занимаемых пегматитом, не обнаруживается.

Пегматиты второй фазы по всей совокупности особенностей являются переходными между двумя этими типами.

Пегматиты этого третьего периода, залегающие в сланцеватых по-

родах ладожской толщи, обнаруживают иногда отчетливые следы будинажа.

Общая последовательность формирования постладожских пегматитов рисуется в следующем виде. Первый постладожский период пегматитообразования, тесно связанный с повсеместно проявившейся мигматизацией, приведшей к сильному метаморфизму пород ладож-



Фиг. 7. О-в Пусунсаари. Система пегматитовых тел третьего постладожского периода в гранито-гнейсах
1 — четвертичные отложения; 2 — пегматитовые тела; 3 — нескрытые части тел; ладожская формация: 4 — роговообманковые сланцы, 5 — метаморфизованные известняки; доладожский комплекс: 6 — сланцеватые амфиболиты, 7 — гнейсо-граниты.

ской формации, был растянут по времени. После полной консолидации толщи, расколов и проникновения по ним даек основных пород наступает следующая эпоха магматической деятельности — эпоха формирования интрузий гранитов «центрального типа», гранитных тел Импиинемпи и Радатсхунсаари, интенсивной мигматизации пород ладожской толщи, затухающей с запада на восток, повидимому, несколько фаз пегматитообразования, а также обильной кварцевой и кварцево-сульфидной инъекции.

Вероятно, именно с этой эпохой связано формирование основных черт тектонической структуры района. Тектонические контакты между ладожским и гранито-гнейсовым комплексами прорываются только пегматитами третьей постладожской группы. Последние, быть мо-

жет, следует выделить в самостоятельный, третий, период пегматитообразования, но не представлять его, как позднюю фазу второго периода.

Эти пегматиты содержат ксенолиты кварцевых и кварцево-сульфидных жил, которые в свою очередь пересекают пегматиты второго периода. Пегматиты третьей группы местами выполняют разрывы, секущие созданные ранее тектонические формы, в которых пегматиты второго периода принимают участие, как пластическая масса. Все пегматиты третьей группы обладают некоторыми специфическими чертами химизма, не имеющими места ни в интрузивных породах, ни в пегматитах второго периода.

К сожалению, до настоящего времени не известны выходы интрузивных пород, с которыми можно было бы генетически связать эти пегматиты (граниты-рапакиви их рвут). Однако это обстоятельство не должно, как будто, служить причиной к отрицанию самостоятельности этой магматической эпохи, так как среди самих пегматитов встречаются тела, очень близко стоящие по минеральному составу и структурным особенностям к неравномерно- и крупнозернистым гранитам. Например, на западном берегу Мурсуланлахти встречена дайка около двух километров длины (фиг. 6) и от полутора до трех десятков метров мощности, сложенная породой, напоминающей порфириовидный, крупнозернистый, двуслюдяной гранит, среди которой только отдельные участки приобретают характер пегматита. В некоторых подобных телах имеются даже аплитовые жилы.

Все сказанное и дает некоторое основание для того, чтобы рассматривать эту группу тел, как небольшие отпрыски самостоятельной интрузии. Как указывалось, абсолютный возраст пегматитов, относящихся к третьему постладожскому периоду, определяется в 1350 млн лет. Однако, повторяем, что всех приведенных фактов, конечно, еще не достаточно для определенного утверждения о самостоятельности этого периода пегматитообразования. Работы 1948 г., возможно, дадут дополнительный материал для более определенного решения.

Формирование пегматитов третьего периода происходит в несколько фаз. Пегматиты первой фазы образовались тогда, когда породы ладожской толщи находились в полупластическом состоянии, и пегматиты заполняют флексурные разрывы и ослабленные сильно дислоцированные участки (например, шток Лянсинмяки).

Пегматиты последней фазы выполняют трещины расколов уже в вполне консолидированных породах. Для всех без исключения пегматитов очень характерны интенсивные катакластические явления.

Граниты-рапакиви, распространенные к востоку от Питкяранты прорывают все перечисленные пегматитовые образования. Пегматитовая фаза их нами пока не изучалась.

Промышленная характеристика пегматитов

Пегматиты различных возрастных групп в промышленном отношении далеко не равноценны. Пегматиты первого доладожского, а также первого и второго постладожских периодов пегматитообразования лишены какого-либо промышленного интереса. Некоторые весьма ограниченное (в силу большей частью малых размеров жил) промышленное значение могут иметь пегматиты второго доладожского периода образо-

вания. В целом ряде наиболее крупных по величине жил этого периода, обладающих крупноблоковой структурой, имеются старые шурфы и мелкие карьеры. Опробование пегматитов этого типа еще не производилось; распространенность их и места расположения совершенно не фиксированы на имеющихся геологических картах. Вследствие этого в настоящее время еще отсутствуют необходимые данные, позволяющие достаточно реально произвести оценку промышленного характера этих пегматитов и их значимости в общих сырьевых ресурсах района.

Несомненно, что главная масса промышленного сырья в Приладожском районе заключена в пегматитах третьего постладожского периода пегматитообразования. Как уже отмечалось, пегматиты именно этой группы обладают весьма значительными размерами, образуя крупные штокообразные тела и дайки. Особо следует подчеркнуть, что целый ряд наиболее крупных пегматитовых массивов, расположенных в тесной близости друг к другу на п-ве Куйваниеми, находится прямо на берегу Ладожского озера, т. е. в исключительно благоприятных транспортных условиях. Кроме того, большинство крупных пегматитов обладает весьма благоприятными горно-техническими условиями — допускают организацию широкого фронта механизированных и эксплуатационных работ, не требует устройства подъемников и длинных откаточных путей, не нуждается в водоотливе и т. п.

По минералогическому составу и структурным особенностям эти пегматиты, как отмечалось, подразделяются на три типа. Наиболее благоприятными для добычи высокосортного керамического сырья (отборного шпата, кварца и существенно микроклинового пегматита) являются пегматиты третьего типа, но, к сожалению, большая часть наиболее крупных из известных в настоящее время месторождений в значительной степени уже выработана. Полудифференцированные пегматиты второго типа обычно не обладают особенно крупными размерами, но некоторые из них могут являться объектами эксплуатации. Например, на жиле № 4 участка Койриной, согласно данным опробования (Ленгеолнерудтрест 1946 г.)¹, выход материала составляет: товарный пегматит первого сорта — 14,8%, второго сорта — 24,7%, третьего — 56,7% и кварц рядовой — 1,8%.

Анализ пегматита первого сорта дал содержание Fe_2O_3 — 0,15%; K_2O — 10,45% и Na_2O — 1,51%, а пегматита третьего сорта: Fe_2O_3 — 0,18%; K_2O — 5,91% и Na_2O — 2,75%.

Керамические испытания показали, что первосортный материал пригоден для изготовления художественного фарфора, пегматит II сорта — для хозяйственного и III сорта — частью для изоляторного фарфора, частью требует предварительного обогащения.

Таким образом, такого рода пегматиты, в случае благоприятного местонахождения, с успехом могут быть использованы, но, несомненно, что наиболее благоприятными со всех точек зрения для получения среднекачественного керамического сырья в массовом количестве являются недифференцированные пегматитовые штоки первого генетического типа.

Так, например, как показало предварительное опробование, масса пегматита месторождения Лянсинмяки дает выход: товарного пегматита первого сорта — 3%, второго сорта — 26%, третьего сорта — 61% и рядового кварца — 1%. Содержание Fe_2O_3 по отдельным пробам в пегматите

¹ Данные опробования предоставлены нам П. П. Боровиковым.

всех трех сортов колебалось от 0,16 до 0,55%; K_2O — от 1,12 до 6,08% и Na_2O — от 2,25 до 4,99%.

Керамические испытания 16 проб из этого месторождения, произведенные Керамическим институтом, определили, что большая часть их пригодна для изготовления хозяйственного и изоляторного фарфора. И только материал 4 проб III сорта нуждается либо в предварительном обогащении, либо в добавках полевого шпата. По геологической же оценке всей массы пегматитового тела в обнажениях и карьерах около половины материала пригодно к использованию в промышленности при ручной сортировке в забое. При условии же механического обогащения качество кварц-полевошпатовой массы легко может быть доведено по содержанию Fe_2O_3 до количества, отвечающего по кондиционности сырью I сорта; опыты в этом направлении уже дали благоприятные результаты.

Все соседние крупные пегматитовые тела этого типа имеют, судя по геолого-минералогическим исследованиям, почти тождественный состав и строение с массивом Лянсинмяки.

Таким образом, здесь имеются весьма благоприятные транспортные и горно-технические условия, очень крупные размеры пегматитовых тел с практически неограниченными запасами удовлетворительного по качеству сырья. Все это позволяет думать, что пегматитовое поле северного Приладожья, и, в частности, участок Мурсула — Леппесильта — Питкяранта, является наиболее благоприятным в К-ФССР участком для организации добычи керамического сырья и может стать основной сырьевой базой фарфоровой промышленности Союза.

Летом 1946 г. в работах участвовали геологи П. П. Боровиков и Е. В. Свирская. Летом 1947 г. и в камеральный период авторы пользовались советами Н. Г. Судовикова.

Пользуемся случаем выразить упомянутым лицам свою признательность.

ЛИТЕРАТУРА

1. Боровиков П. П. Новые данные о месторождениях керамических пегматитов в Приладожском районе К-ФССР. Бюлл. Техн. Инф. Ленгеолнерудтреста, в. 1, 1945.
2. Герахимовский В. И. Район Импилахти — важный источник керамического сырья. Разведка недр, № 4, 1946.
3. Григорьев. Материалы по пегматитам Северной Карелии. Труды ЦНИГРИ, в. 37, 1935.
4. Лабунцов А. Н. Пегматиты Северной Карелии и их минералы. Пегматиты СССР, том II. Изд. Ак. наук, 1939.
5. Никитин В. Д., Боровиков П. П., Шуркин К. А., Свирская Е. В. Северо-ладожские пегматиты. Бюлл. Техн. Инф. Ленгеолнерудтреста, май, 1947.
6. Никитин В. Д. Генетические типы пегматитов северо-восточного побережья Ладожского озера. Изв. К-Ф н.-и. Базы Ак. наук, № 1—2, 1947.
7. Озерецковский. Путешествие по озерам Ладожскому и Онежскому. СПб., 1792.
8. Севергин В. Обзорение Российской Финляндии или минералогические и другие примечания, учиненные во время путешествия по оной в 1804 г.
9. Ферсман А. Е. Пегматиты, т. I. Гранитные пегматиты. Изд. Ак. наук, 1940.
10. Aloräus G. Kurze Beschreibung der in Russisch kaiserb. Carelien befindlichen Marmor und anderen Stein-Brüchen. Berg und Steinarten. 1787.
11. Berghell H. De prejatuliska säffarna novi om Ladoga. Geol. För i Stockh. Förh. Bd. 34, H. 6, 1912.
12. Frosterus V. Bergbyggnaden i Sydöstra. Finland. Bull. Comm. Geol. Finlande., No. 13, 1902.

13. Gadolin A. Geognostische Beschreibungen der Insel-Pusu (Pusun-saari) im Ladoga-See. Verhandl. R. K. Miner. Ges; 1857—1858.
 14. Hackman V. Suomen geologinen yleiskartta. Lehti D-2. Helsinki, 1933.
 15. Lisitzin G. K. Nagra geologiska iakttagelser gjorda i trakterna norr om Ladoga sjö. Sommaren, 1889. Medd. f. Industrist. i Finland, H. 14, 1890.
 16. Lokka L. Ober viikit. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 82, 1928.
 17. Sederholm J. J. Ladogium redevivum. Geol. För. i Förh. Bd. 38, 1916.
 18. Tornebohm A. E. Om Pitkäranta mulmfeld och dess Amfgifningar. Geol. För. i Stockh. Förh. Bd. 13, H. 13, 1881.
 19. Trüstedt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga See. Bull. Comm. Geol. Finl. No. 19, 1907.

V. D. Nikitin ja K. A. Shurkin

POHJOIS-LAATOKAN PEGMATIITTIIEN KEHITYKSESTÄ JA NIIDEN
TUOTANNOLLISESTA ARVOSTA

YHTEENVETO

Suuren Isänmaallisen sodan jälkeen Neuvostoliiton Tiedeakatemia Karjalais-Suomalainen Jaosto alkoi suorittamaan Laatokan pohjoisrannikolla tutkimustöitä pegmatiitin alalla. Tutkimustöiden tuloksena Impilahden ja Pitkärannan välinen seutu määriteltiin keraamisen raaka-aineen tuotannon uudeksi piiriksi Karjalais-Suomalaisessa Neuvostotasavallassa. Tämän seudun tutkimisen kuluessa tuli mahdolliseksi jakaa pegmatiittimuodostumat aseampiin aikajaksoihin pegmatiittien erilaisen tuotannollisen arvon mukaan. Geologisen rakenteen puolesta pegmatiittikerrostumat jakaantuvat seuraavasti: 1) graniittigneissin, amfibolin ja migmatiitin alimmat arkeiset muodostumat, 2) laatokkalaiset metamorfiset liuskakivet ja amfibolit sekä 3) post-laatokkalaiset intrusiiviset vuorilajit: metabasiitin malmijuonet ja ohuet graniittimassivit. Post-laatokkalaisten kauden nuorimpien (1350 milj. v.) pegmatiittimineraalien absoluuttisen ikäkauden määrittelyn perusteella voidaan laatokkalainen geologinen systeemi laskea kuuluvaksi arkeisiin muodostumiin.

Tutkimuksen alaisella alueella jaetaan laajalti kehittyneet pegmatiitit kahteen ikäkauteen: esilaatokkalaiseen ja post-laatokkalaiseen kauteen. Edellisen ikäkauden pegmatiiteissa erotetaan sellaisia pegmatiitteja, jotka esiintyvät migmatiittien yhteydessä, jotka vuorostaan olivat orthoamfiboliittien edeltäjinä, sekä myöhäisemmät pegmatiitit, jotka ovat täyttäneet kerrostumien rakokset ja liittäneet murtumat orthoamfiboliiteissa.

Post-laatokkalaisten pegmatiittien ryhmä jakaantuu ala-, keski- ja elä-laatokkalaisiin pegmatiitteihin. Alalaatokkalaiset pegmatiitit ovat geneettisesti yhteydessä laatokkalaisten kerrostumien yleisen migmatisoitumisen kanssa ja ovat syntyneet ennen metabasiittijuonia. Keskilaatokkalaiset pegmatiitit muodostavat post-laatokkalaisten graniittien juonen faciecin ja yhdessä alalaatokkalaisten pegmatiittien kanssa ovat deformeerautuneet post-laatokkalaisten vaiheen kehityksen aikana. Ylälaatokkalaiset pegmatiitit leikkaavat kaikkia vanhimpia pegmatiittikerrostumia sekä aikaisemmin syntyneitä poimumuodostumia ja täyttävät kerrostumien halkeamat. Minera-

logisen rakenteen erikoisuuksien perusteella jaetaan ne kolmeen ryhmään, jotka vastaavat pegmatiittimuodostuman eri vaiheita.

Kaikkiin ikäkausiin kuuluvien pegmatiittien perusteellinen tutkimus, johon liittyi useiden valmijuonten ja kivennäisaineiden keraaminen kokeilu, osoitti, että korkein tuotannollinen merkitys on eälaatokkalaisilla pegmatiiteilla, jotka sisältävät taloudellisen ja teknillisen posliinin valmistamiseen kelpavaa keraamista raaka-ainetta 80%.

Eräistä toisen esilaatokkalaisten kauden suurimmista pegmatiiteista myöskin voidaan saada kvartssia ja maasälpää. Toisiin ryhmiin kuuluvilla pegmatiiteilla ei ole käytännöllistä merkitystä.

Г. М. САРАНЧИНА

Кандидат геолого-минералогических наук

ПЕТРОЛОГИЯ ВЕЛИМЯКСКОЙ ИНТРУЗИИ И СВЯЗАННОЕ
С НЕЮ РУДОПРОЯВЛЕНИЕ

В данной статье приводятся основные результаты детальных петрологических исследований Велимякской интрузии постладожского возраста, проведенных в 1946 году.

Массив Велимяки расположен в Питкярантском районе Карело-Финской ССР, в 5,5 км к северо-западу от поселка Импилахти и в 500 м к северу от ст. Велимяки железной дороги Янисярви — Питкяранта.

С породами Велимякской интрузии связаны месторождения титано-магнетита, благодаря чему этот район Приладожья являлся объектом геологического исследования еще в середине прошлого столетия.

Первые краткие сведения о Велимякской интрузии даются в 1891 г. в работе Хольмберга (3). Далее, в 1896 г. опубликована работа Бланкета, в которой приводятся результаты геолого-петрографических исследований массива Велимяк и рудных месторождений этого района. Работа Бланкета в описательной части дает весьма ценный материал, который использован при всех дальнейших исследованиях (1). Результаты исследований Бланкета с небольшими дополнениями приводятся в работе В. Хакмана (1).

В 1941 г. район Импилахти и, в частности, Велимякское месторождение, изучались геологом А. С. Яснковой, однако, исследования были прерваны в связи с начавшейся войной.

В 1945 году геологические исследования Питкярантско—Сортавальского района и Велимякского массива были возобновлены и осуществлялись геологами А. А. Миндлиной, Л. Н. Патрубович и Г. А. Головановым. Последним проводились разведочные работы в пределах рудных месторождений Велимяки.

Наиболее древними породами, слагающими Велимякский район, являются сланцы ладожского возраста, образующие мощную толщу, вытянутую в меридиональном направлении между глыбами архейских гнейсо-гранитов, расположенных к западу и востоку от изучаемого района. В составе этой толщи преобладают слюдяные сланцы, меньше распространены ставролитовые сланцы и в резко подчиненном количе-

стве встречаются маломощные пропластки скарнированных пород и кварцитов.

По внешнему виду слюдяные сланцы могут быть подразделены на две группы: первая представлена темными слюдяными породами филлитовидного облика; вторая группа представлена более светлыми породами, бедными слюдой и богатыми кварцем. Эти разновидности дают постепенные переходы, часто тонко перемежаясь друг с другом. Существенными минералами слюдяных сланцев являются биотит и кварц; наряду с этими минералами почти всегда присутствуют плагиоклазолигоклаз и мусковит. Увеличение содержания плагиоклаза обуславливает переходы к гнейсам. Наблюдается закономерность в содержании слюды и плагиоклаза, именно: в разностях, богатых слюдой, полевошпат отсутствует или содержание его невелико. Из минералов, имеющих второстепенное значение, следует отметить гранат, рудный минерал, хлорит, исключительно редко силлиманит и турмалин (силлиманитовые гнейсы были встречены лишь в южной части района на островах Мякисало и Лаппи).

В слюдяных сланцах иногда видно образование довольно крупных порфиروبластов мусковита, расположенных поперек или косо по отношению к сланцеватости породы, что указывает, по видимому, на посттектоническую его кристаллизацию. Аналогичные примеры посттектонической кристаллизации могут быть отмечены в некоторых гранатосодержащих разностях, а также в ставролитовых сланцах. Ставролитовые сланцы представляют собой темные породы с порфиروبластической структурой. Порфиробласты представлены ставролитом и реже — гранатом. Содержание ставролита непостоянно, от 40 до 3—5%. Среднее содержание ставролита 20—25%, размер порфиروبластов 3—5 см.

Среди ставролитовых сланцев встречаются прослои слюдяно-мусковитовых сланцев, не содержащих ставролита, а также в редких случаях прослои кварцитов. Ставролит интенсивно замещается мусковитом.

«Шаровые» тела или «ядра» представляют собой своеобразного вида образования эллипсоидальной, округлой, линзообразной, колбасообразной и т. п. форм, заключенные обычно в слюдяных сланцах, от которых они отличаются своей более светлой окраской. Средний размер этих образований не превышает обычно 15—20 см в поперечнике. Можно наблюдать не только изолированные образования, но отдельные маломощные пропластки в слюдяных сланцах, часто пережатые, показывающие с «ядрами» совершенно одинаковый петрографический состав.

Наиболее распространенной породой, слагающей «шаровые» образования, является весьма мелкозернистая порода желтоватого цвета, состоящая из кварца, основного плагиоклаза ряда битовнита, моноклинного пироксена диопсид-геденбергита или обыкновенной роговой обманки, граната, цоизита, биотита, кальцита. Минералогический состав названных образований показывает, что в толще глинистых осадков первоначально имелись маломощные пропластки, богатые известью, из которых в процессе последующего метаморфизма образовались породы типа скарнов, богатые такими кальцийсодержащими минералами, как цоизит, гранат, плагиоклаз, близкий к анортиту, кальцит и диопсид.

В изучаемом районе толща ладожских сланцев имеет почти меридиональное простираение с незначительными отклонениями на северо-за-

пад и на северо-восток. Сланцы образуют сложные синклинали с крутыми углами падения крыльев, вытянутые в меридиональном направлении между глыбами гнейсо-гранитов. В сланцевой толще, равно как и в магматических породах постладожского возраста, происходили чрезвычайно интенсивные деформации, сопровождаемые повсеместно наблюдаемыми дифференциальными движениями. Общее направление этих движений близко к меридиональному, о чем можно судить по направлению линейности, расположению осей мелких складок, перистых трещин и будинаж-структур. Направление линейных структур в пределах изучаемого района соответствует $150-190^\circ$ с углами падения $30-40^\circ$.

В результате деформации и дифференциальных движений в сланцевой толще, неоднородной по составу, возникают своеобразные образования, описанные выше под названием «шаровых» или «ядерных» сланцев. Эти «шаровые» тела представляют собой фрагменты-будины более твердых пластов породы, среди более пластичных слюдяных сланцев. Образование будинаж-структур осложнялось вращательными движениями. Деформации осуществлялись в пластическом состоянии, на что указывает птигматитовая складчатость в них с «завихрениями» вокруг будин (остров Тунисаари и др.).

Толща ладожских сланцев прорывается интрузиями основных пород, к которым относится Велимякский комплекс пород и синхронная с ним интрузия острова Мякисало. Кроме того ладожские сланцы секутся гранитными породами, пользующимися в изучаемом районе незначительным распространением, но имеющими в более западных районах широкое развитие.

Образование интрузий Мякисало и Велимяки приурочено к постладожской эпохе диастрофизма. Исследование первично магматического строения и форм этих интрузий затруднено вследствие процессов метаморфизма. Метаморфизм выразился как в тектоническом изменении пород, так и во вторичном минералообразовании.

Весь Велимякский массив, площадь которого равна 10 квадратным километрам, разбит сетью милонитизированных зон, по которым происходили дифференциальные смещения, нарушившие первичную структуру плутона и мешающие часто выяснению взаимоотношений между породами, слагающими его. Интрузия острова Мякисало подвержена тектоническим изменениям более интенсивно.

Первичные контакты с вмещающей толщей сланцев обычно не сохраняются, благодаря интенсивным дислокациям, в результате которых в краевых частях интрузий наблюдается часто блокировка изверженных пород, возникновение зон милонитизации и тектонического массива.

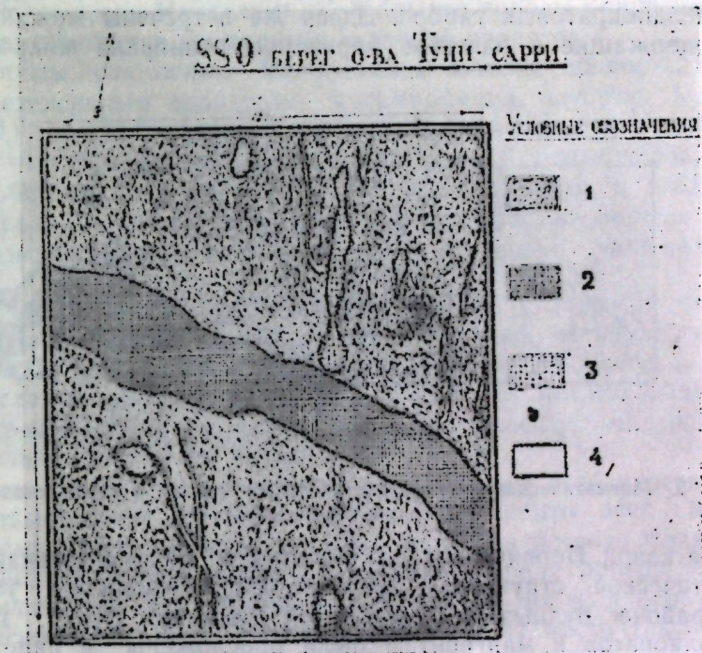
Изредка сохранившиеся несогласные контакты дайки метабазитов, рвущие ладожские сланцы, и ксенолиты последних в магматических породах, дают возможность судить о возрасте этих интрузий и об их первично секущем характере.

В заключение надо сказать, что в изучаемом районе устанавливаются два разновременных периода движений.

Первый из них характеризуется тем, что движения происходили в меридиональном направлении под углом $30-40^\circ$ с юга на север и осуществлялись длительное время. Наличие этих движений отмечается в метаморфической толще ладожских сланцев до внедрения Велимякской интрузии, что доказывается тем, что дайки основных пород секут слюдяные сланцы, содержащие будины скарнированных пород (о-в Тунисаари). На северном берегу острова Мякисало и на мысе

Лапинниemi блоки слюдяных сланцев, с содержащимися в них «ядерными» образованиями, включены в качестве ксенолитов в магматических породах (Фиг. 1).

Движения того же направления сопровождали внедрение постладожских интрузий изучаемого района, а также продолжались после их формирования. Это обнаруживается по одинаковому направлению



Фиг. 1. Дайка основных пород, секущая сланцы.

директивности в габбро-диоритах массива Велимяки, будинаж-структурам в сланцах и расположению линейности в осланцеванных магматических породах массивов Велимяки и Мякисало и, наконец, в границах залива Куйвалахти.

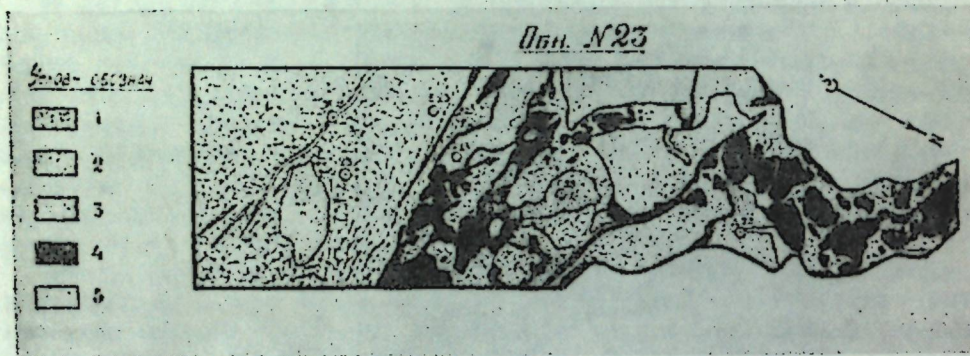
Второй, более молодой период движений, обусловил тектонические нарушения контактов изверженных пород со сланцами, появление разломов и сбросов (напр., на острове Мякисало, по южному берегу которого произошел сброс), а также возникновение многочисленных зон милонитизации, пересекающих массивы интрузивных пород часто в виде густой сети. Эти зоны милонитизации часто секут вторичную сланцеватость в магматических породах (о-в Хавусаари).

В общем направлении этих движений нам не удалось установить закономерности; не исключена возможность того, что эти молодые движения не были одновременными.

Массив Велимяки сложен различными по составу породами, приуроченными, как показали геологические исследования (наличие магматических брекчий, жильных образований и т. п.), к различным фазам интрузивной деятельности. Устанавливается следующая последовательность в образовании пород Велимякской интрузии: перидотиты и пироксениты, габбро-диориты, мангериты и жильные породы сиенитового ряда.

К перидотитам и пироксенитам приурочено титано-магнетитовое оруденение.

Между отдельными членами этого ряда можно видеть нередко и постепенные переходы, по которым можно судить о тесной генетической связи этих пород. Например, в районе месторождения Чепуканмяки, между рудными пироксенитами и габбро-диоритами прослеживаются постепенные переходы через разности плагиоклазовых пироксенитов и меланократовых габбро. Здесь же встречены меланократовые габбро, содержащие в качестве первичного минерала микроклин-пер-



Фиг. 2. Магматическая брекчия диоритового состава в пироксенитах.

тит и даже кварц. Первичный характер этих минералов устанавливается по магматической структуре. Те же взаимоотношения устанавливаются в районе рудных месторождений Велимяки I и II. Переходы от габбро-диоритов к мангеритам были прослежены в ряде пунктов. Химический анализ габбро-диоритов, содержащих первичный микроклин, и мангеритов (гора Лакеамьяки) показали полную тождественность. В габбро-диоритах и мангеритах повсеместно наблюдаются мелкие шпирообразные тела метапироксенитов, сходные по составу с крупными телами, образовавшимися в первую фазу интрузивной деятельности.

На острове Мякисало наблюдается весьма сходный комплекс пород, изучение которого, правда, затруднено вследствие интенсивного метаморфизма, огнейсования и дизъюнктивных дислокаций этой области. Первыми членами этого комплекса пород являются метаморфизованные пироксениты, отличительную черту которых составляет высокое содержание апатита, достигающее в этих породах до 10—12%. Следующими членами являются огнейсованные габбро-диориты, кварцевые мангериты (южная часть о-ва Мякисало и о-в Тортонаари) и жильные породы довольно разнообразного состава (олигоклаз-микроклиновые и микроклиновые жилы, жилы состава кварцевых сиенитов и, наконец, порфириовидные грано-сиениты, граниты и аплиты). Жильные породы больше всего распространены в юго-восточной части острова в контакте габбро-диоритов и кварцевых мангеритов.

В пределах Велимякской интрузии преобладают метаморфизованные габбро-диориты, слагающие всю центральную, северную и северо-восточную часть массива. Амфиболитизированные пироксениты (и перидотиты) встречаются в различных пунктах Велимякского массива,

образуя более крупные тела в периферических его частях, где к ним приурочены месторождения титано-магнетита Велимяки I и II, Чепуканмяки, Харкнимяки и Хехкенмяки. Более мелкие тела пироксенитов, часто нацело амфиболитизированные, наблюдаются повсеместно как в пределах Велимякского массива, так и на островах к югу от него. Породы типа мангеритов, а также своеобразные жильные породы особенно распространены в южной части массива (г. Лакеамьяки и окрестности озера Мусталампи). Жильные породы приурочены обычно к областям контактов мангеритов и габбро-диоритов.

Все породы, слагающие Велимякский массив, подвергались повсеместно интенсивным процессам метаморфизма, которые можно разделить: 1) на физические изменения, проявляющиеся в катаклазе составных частей — раздроблении и грануляции плагиоклаза, изогнутости чешуек биотита, в образовании Mörtel структур и в бластических преобразованиях, осланцевании и милонитизации породы в целом; 2) на изменения, сказывающиеся во вторичном минералообразовании.

Часто метаморфические изменения породы становятся столь интенсивными, что совершенно изменяют первичный минералогический состав и структуру. Для установления первичного состава и строения породы следует изучать те из них, в которых метаморфические изменения незначительны и первично магматические минералы еще не окончательно замещены вторичными.

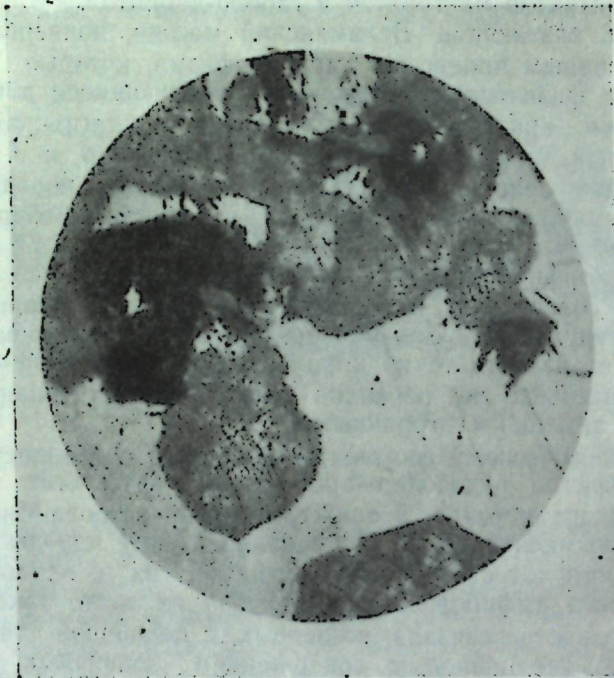
По минералогическому составу, структурным особенностям и характеру метаморфизма рудосодержащие пироксениты всех месторождений Велимякского массива, а также интрузии острова Мякисало показывают полную идентичность. По внешнему виду породы эти меняются в зависимости от степени метаморфизма их и, в первую очередь, от интенсивности амфиболитизации. Текстура их часто такситовая, причем неоднородность связана, во-первых, с первичной такситовостью, обусловленной неодинаковым содержанием первичных минералов в породе; наблюдается, например, обогащение отдельных участков титано-магнетитом, плагиоклазом; во-вторых, со вторичными изменениями породы, в результате которых она амфиболитизируется и биотитизируется часто неоднородно. Амфиболитизированные участки всегда более крупнозернисты и имеют кристаллобластическую структуру. Структура в малометаморфизованных разностях панидиоморфная, реже сидеронитовая; в плагиоклазовых разностях, благодаря мезостатическому развитию плагиоклаза, возникает пойкилитовая структура.

Из первичных минералов главная роль принадлежит моноклинному пироксену диопсид-геденбергиту (возможно, автометаморфическому), реже авгиту. В меньших количествах встречается бурая роговая обманка, титано-магнетит, плагиоклаз № 45—52; оливин встречается редко, будучи обычно изменен в агрегат вторичных минералов. Несущественными минералами являются апатит, сфен, рутил. Первый из них, однако, приобретает часто значение существенной составной части. В плагиоклазовых пироксенитах с магматической структурой на горе Чепуканмяки в качестве первичного минерала встречен микропертит.

Содержание титано-магнетита обычно 10—12%, доходит в некоторых участках месторождений Чепуканмяки и Велимяки I до 30—50%. Однако такие участки, обогащенные титано-магнетитом, редки. По мере интенсивности метаморфизма содержание титано-магнетита резко умень-

шается, и амфиболиты обычно содержат этот минерал в качестве незначительной примеси.

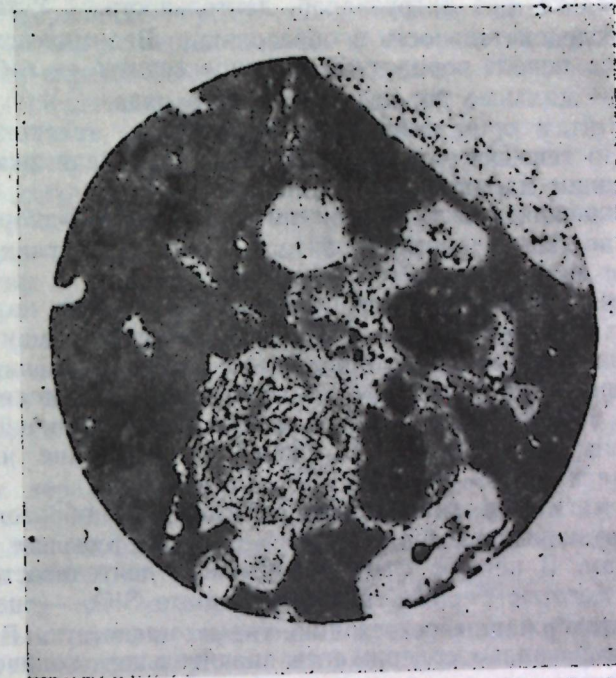
В области распространения габбро-диоритов можно наблюдать целый ряд пород, состав и структура которых зависят исключительно от интенсивности метаморфических изменений. Существенными, первичными (возможно, аутометаморфическими) минералами габбро-диоритов являются плагиоклаз № 44—45, диопсид-геденбергит (возможно,



Фиг. 3. Структура мангеритов.

заместивший первичный авгит), реже бурая роговая обманка и биотит. Акцессорные минералы аналогичны таковым в пироксенитах. В некоторых разновидностях габбро-диоритов встречен первичный микроклин, увеличение содержания которого обуславливает переходы к мангеритам. Первичный генезис микроклина доказывается типичной магматической структурой. При детальном картировании в 1946 году нами были выделены на геологической карте своеобразные породы типа мангеритов. На основании полевых исследований и микроскопической обработки следует считать, что эти породы имеют магматический генезис и не являются возникшими метасоматическим путем, как это считали ранее, относя эти породы к мигматизированным габбро-диоритам (Миנדлина, Патрубович). Магматический генезис мангеритов устанавливается по наличию массивных разностей этих пород, не обнаруживающих никаких следов метасоматического замещения, и, самое главное, по наличию в них магматических структур. Наконец, если бы такие огромные тела (гора Лакеамьяки и ее окрестности) были образованы метасоматическим путем, то и контактирующие с ним породы, естественно, должны были бы подвергаться изменениям, чего в действительности не наблюдается.

Мангериты резко отличаются от габбро-диоритов своим розовым цветом, обусловленным обычным присутствием в них в качестве существенного минерала микроклина. Плагиоклаз в них соответствует обычно № 35—37. Контакт мангеритов и габбро-диоритов резкий. В контакте возникают своеобразные жильные породы, минералогический состав которых характеризуется присутствием микроклина или



Фиг. 4. Структура мангеритов.

микроклин-пертита и плагиоклаза № 11—12 (реже № 16—18). Второстепенное значение имеют зеленая роговая обманка, биотит, эпидот, сфен, рудный минерал, кварц. Последний встречается исключительно редко в породах Велимякского массива, но в районе острова Мякисало присутствует постоянно (кварцевые мангериты в южной части Мякисало, о-в Тортонаари).

В количественном отношении микроклин обычно резко преобладает над плагиоклазом, составляя в некоторых жилах до 80% всей массы породы. На острове Мякисало в метаморфизованных перидотитах встречены мономинеральные микроклиновые жилки.

Гидротермально-пневматолитовая стадия в метаморфизме Велимякского комплекса пород развита незначительно и сказывается, помимо замещения минералов магматических пород (напр., карбонатизация амфибола), в образовании жил, которые приурочены чаще всего к зонам тектонических нарушений. Жильные породы гидротермально-пневматолитового типа могут быть разделены на две группы: 1) плагиоклаз-карбонатные (содержащие биотит, турмалин, эпидот, апатит; плагиоклаз представлен в них альбит-олигоклазом); 2) альбит-кварцевые (содержащие биотит и сульфиды).

Заключение

Интрузивное тело Велимяки залегает в толще ладожских сланцев. Постладожский возраст интрузии устанавливается по несогласным контактам, ксенолитам вмещающих пород в габбро-диоритах и дайкам метаморфизованных основных пород, секущим сланцы. Интрузия Велимяки представляет собой дифференцированный плутон, сформировавшийся в несколько фаз интрузивной деятельности. Устанавливается следующая последовательность в образовании Велимякского интрузивного комплекса пород: перидотиты + пироксениты — габбро-диориты — мангериты — жильные породы сиенитового ряда.

К перидотитам и пироксенитам приурочено титано-магнетитовое оруденение. По генезису рудные месторождения Велимяки относятся к месторождениям магматического типа.

Взаимоотношения между пироксенитами и габбро-диоритами устанавливаются по нахождению характерных магматических брекчий и дайкам габбро-диоритов в пироксенитах.

Магматический генезис мангеритов определяется по наличию в них магматических структур. В контакте габбро-диоритов и мангеритов возникают многочисленные жилы, близкие по составу к сиенитам. Наряду с взаимоотношениями пород, устанавливающими определенную последовательность в их образовании, наблюдаются и постепенные переходы между отдельными членами этого ряда, указывающие на их тесную генетическую связь.

Исходный магматический расплав, из которого образовался Велимякский интрузивный комплекс пород, соответствовал по составу габбро-диоритам. В первую фазу интрузивной деятельности образовались породы, богатые Fe, Mg, Ca, Ti и бедные SiO₂ — перидотиты и пироксениты, содержащие сегрегации титано-магнетита. В первичном магматическом расплаве содержалось значительное количество калия, который появляется иногда даже в первых порциях закристаллизовавшегося материала — полевошпатовых пироксенитах и габбро-диоритах в виде биотита и микроклина. Последующие порции магмы обогащаются SiO₂, K₂O, образуя мангериты и жильные породы, состоящие из плагиоклаза (№ 10—13) и микроклина.

Полезные ископаемые

Полезными ископаемыми изучаемого района являются титано-магнетитовые руды массива Велимяки.

В пределах Велимякской интрузии расположено пять железорудных месторождений, тождественных в генетическом отношении и носящих названия Велимяки I и II, Чепуканмяки, Хехкенмяки и Харкинмяки. Два последних месторождения расположены в южной части массива на возвышенностях того же названия.

Месторождения Велимяки I и находящиеся от него поблизости Чепуканмяки приурочены к северной оконечности массива и, наконец, месторождение Велимяки II расположено в окрестностях озер Мусталампи и Сяркилампи. Впервые руда в районе массива Велимяки (месторождение Велимяки I) была открыта в 1855 г. Холмбергом и далее, в 1884 и 1886 гг., были найдены остальные месторождения. Руда разрабатывалась Путиловским Акционерным Обществом с 1889 до

1891 г. и с 1895 до 1905 г. В среднем добывалось около 30 000 тонн руды, а в 1900 г. максимальная добыча составляла 45.000 тонн (1, 2, 3).

Рудопроявление приурочено к амфиболитизированным пироксенитам и перидотитам, которые, как указано выше, образовались в первую фазу интрузивной деятельности и представляют собой продукты кристаллизации, обогащенные Fe, Mg, Ca, Ti и бедные SiO₂ по сравнению с другими породами Велимякского комплекса, являющимися более молодыми. Рудосодержащие породы представлены пироксенитами и реже метаморфизованными перидотитами, к которым приурочена первично магматическая вкрапленность титано-магнетита. Иногда титано-магнетит образует мелкие сегрегации, размерами от 10 до 40 см.

В распределении рудной вкрапленности и сегрегаций не устанавливается никакой закономерности, и многие пироксениты практически не содержат рудного минерала. Вследствие сказанного нельзя определить среднее содержание рудного компонента в породе; каковое устанавливается по одним исследованиям в 15—18%, по другим — в 30%.

Химический анализ, проведенный Е. Н. Набилковой, показал содержание Fe₂O₃ = 18,51%; FeO = 9,48% (при содержании SiO₂ = 40,24%). Анализ так называемой «срединной породы», приведенный в работе Бланкета, показывает более высокое количество Fe₂O₃ = 63,40%, при весьма низком содержании SiO₂ = 18,62% и представляет собой, очевидно, разность ультраосновных пород, включающих рудные сегрегации.

Наряду с неравномерностью в распределении руды, связанной с магматической кристаллизацией, надо отметить, что и при процессах метаморфизма (амфиболитизации пород) количество титано-магнетита всегда резко уменьшается.

По генезису все месторождения массива Велимяки относятся к сегрегационным месторождениям магматического типа, приуроченным к ультраосновным породам, которые, в свою очередь, образовались из магматического расплава, близкого по составу к габбро-диоритам.

Опробование и разведка Велимякских руд с учетом данных геофизической разведки, произведенные в 1945 г. по заданию Ленинградского Геологического Управления, указали на нерентабельность разработки этих месторождений.

Учитывая неравномерное распределение рудного компонента в породе при весьма низком содержании, а часто полном его отсутствии, и принимая во внимание данные магнитометрических исследований в этом районе, наша оценка промышленного значения Велимякских месторождений совпадает с вышеуказанным заключением геологов Ленинградского Геологического Управления.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бланкет Хуго. Рудное поле Велимяки и некоторые геологические данные округа Сортавала в Восточной Финляндии. (Перевод со шведского Н. В. Шейко). Geol. Fören. Forhande, No. 172, Häft 4, 1896.
2. Hackman V. Suomen Geologien Heiskartta, Helsinki, 1933. (Перевод со шведского В. Сошненберг).
3. Holmberg H. Bemerkungen auf einer geognostischen Reise in Ost-Finland. Geol. Fören. B., 1891.

G. M. Sarantshina

VELIMÄEN INTRUSIVISTEN VUORILAJIMASSAIN PETROLOGIA JA SEN
YHTEYDESSÄ PALJASTUNEET MALMIT

YHTEENVETO

Velimäen vuorimassiivi sijaitsee Karjalais-Suomalaisen SNT:n Pitkärannan piirissä, 5,5 kilometriä Impilahdesta luoteeseen.

Velimäen intrusiivisten vuorilajimassain muodostuminen lasketaan kuuluvaksi diastrofismin post-laatokkalaiseen kauteen, joka määritellään eruptiivisten yhteyksien, gabbro-dioriitteihin sisältyvien xenotimien ja laatokkalaisia liuskakivikerrostumia leikkaavien malmijuonten avulla.

Velimäen massiivi on differentioitunut plutoni, joka on muodostunut intrusiivisen toiminnan useammassa vaiheessa. On määritelty Velimäen intrusiivisten vuorilajimassain muodostumisen johdonmukaisuus (vanhemmista nuorempiin lajeihin): peridotiitit + pyrokseenit — gabbro-dioriitit — mangaaniitit — syeniittisarjan juonimuodostukset. Tämän sarjan ensimmäiseen osaan lasketaan kuuluvaksi titaani-magneetiittinen malmeutuminen. Velimäen titaani-magneetiittiset kerrostumat kuuluvat syntyvaltaan magmatyyppisiin segregatsioonisiin kerrostumiin.

Magmamassa, josta Velimäen intrusiiviset vuorilajimassat ovat muodostuneet, vastaa kokoonpanoltaan gabbro-dioriitteja. Intrusiivisen toiminnan ensimmäisessä vaiheessa muodostuivat vuorilajit, jotka ovat rikkaita Fe, Mg, Ca, Ti ja köyhiä SiO₂: peridotiitit ja pyrokseenit, jotka sisältävät titaanimagneetiitin aineksia. Kristalliseerautumisen seuraavat ainekset rikastuvat SiO₂ ja K₂O, muodostaen mangaaniita, kvartsimangaaniittia ja erikoisia malmijuonia, jotka kokoonpanoltaan ovat läheisiä syeniitille.

Т. В. ПЕРЕКАЛИНА

ПОСТЛАДОЖСКИЕ ГРАНИТЫ СОРТАВАЛЬСКОГО РАЙОНА

Настоящая статья является результатом изучения постладожских гранитов Сортавальского района в течение 1946 года.

Граниты этого района известны нам по работам финских исследователей Бергхеля, Хакмана, Седерхольма и др., занимавшихся в районе Ладожского озера детальным картированием. Граниты исследовались ими лишь попутно при съемке, и специального внимания их изучению не было уделено.

Постладожские граниты представляют значительный интерес, так как стратиграфическое положение и генезис различных возрастных групп этих гранитов не выяснены. Геологические условия их залегания также в достаточной мере не изучались. Вместе с тем, помимо чисто теоретического интереса, граниты этого возраста могут иметь большое практическое применение в качестве каменного строительного и декоративно-облицовочного материала, принимая во внимание значительные запасы их, высокие технические свойства и удобство расположения гранитных массивов на берегах Ладожского озера и его островах. Кроме того с постладожскими гранитами генетически связаны многочисленные месторождения керамических пегматитов районов Сортавала, Импилахти, Питкяранта, с крупнейшими в Карело-Финской ССР запасами кварц-полевошпатовых материалов.

Учитывая все приведенные обстоятельства, геологическим сектором Карело-Финской Базы Академии наук СССР и была выдвинута тема по изучению постладожских гранитов, рассчитанная на 3 года.

В течение летнего периода 1946 г. исследовался район островов к югу от г. Сортавала.

Исследованный район сложен породами ладожской формации, имеющими меридиональное или северо-западное простирание. Породы собраны в складки и интенсивно мигматизированы.

В восточной части района — на островах Тулолансаари и Оръятсаари — преобладающими породами являются слюдяные сланцы с пропластками и линзовидными телами кварцитов и пластами метабазитов.

Центральная и западная части района сложены биотитовыми и гранат-биотитовыми гнейсами.

В ряде мест (о-в Патсас, Маркатсимансаари и др.) были обнаружены кордиеритовые гнейсы.

Породы ладожской формации подверглись интенсивному складкообразованию и были затем интродуцированы основными породами габбро и диоритами. Они образуют пластовые тела среди гнейсов и лишь в редких случаях секут их. Ксенолиты гнейсов и сланцев были встречены в основных породах; таким образом постладожский возраст их устанавливается с несомненностью.

Повидимому, после интрузии основных пород ладожская толща подверглась интенсивным дифференциальным движениям. В гнейсах они проявляются в развитии структур будинажа, встречающихся здесь повсеместно. Будинированы пласты метабазитов, кварцитов, плотные кварцитовидные пласты гнейсов и жилы инъекционного материала.

Межбудиные пространства выполнены пегматитовым или кварцевым материалом.

Дифференциальные движения вызвали в основных породах появление линейных текстур, блокирование их и будинаж более меланократовых прослоев в них.

Кристаллизационная сланцеватость гнейсов и основных пород, как правило, параллельна.

За периодом интрузии основных пород следовала региональная мигматизация, интенсивность которой в исследованном районе увеличивается с востока на запад. В восточной части слюдяные сланцы мигматизированы слабо и образуют лишь послойные мигматиты. По мере движения на запад количество инъекционного материала в сланцах и гнейсах увеличивается, и в центральной и западной частях мы уже встречаем все типы мигматитов — от мигматитов lit-pag-lit, птгматитовых мигматитов, артеритов и агматитов, вплоть до небулитов и гранитов-мигматитов. Последние в западной части района образуют самостоятельные небольшие тела.

Субстратом мигматитов являются различные гнейсы, а инъекционный материал представлен гранитом и пегматитом.

Основные породы также мигматизированы, однако не всюду в одинаковой степени. Некоторые крупные массивы (о-в Хонкасало, Муста-саари) мигматизированы интенсивно, главным образом, по плоскостям кристаллизационной сланцеватости, другие (массив Перяниemi, Линнасаари, Петрамяки) мигматизированы значительно слабее и лишь в отдельных участках.

Наиболее распространенные в районе серые и белые, по преимуществу плагиоклазовые, граниты интродуцировали одновременно или до региональной мигматизации.

Граниты содержат ксенолиты сланцев и гнейсов, а также основных пород. Таким образом, возраст их устанавливается как постладожский, и более молодой, чем возраст постладожских основных пород.

Граниты образуют интрузивные тела различных размеров, достигающих иногда $1,5 \times 3$ км. Во многих случаях контакты их с вмещающими породами согласные, но нередки и секущие.

С ними связаны многочисленные мелкие пегматитовые жилы, залегающие как в гнейсах, так и в блокированных основных породах.

К этому же возрасту, повидимому, относятся крупные пегматитовые тела Мурсульского района.

В ареалах постладожских гранитов мы встречаем в некоторых случаях полимигматиты.

Дифференциальные движения продолжались и после интрузии гранитов; часто мы встречаем в сланцах будинированные гранитные жилы и отдельные гранитные тела, представляющие собой будины с характерными втеками сланцев в межбудиные пространства. Во многих участках контакты гранитных интрузий тектонизированы, и на их контактных поверхностях фиксируются штрихи скольжения.

Другой возрастной группой гранитов являются порфирировидные розовые граниты типа Пуутсаари, развитые преимущественно к западу от исследованного района и встреченные в нем лишь в жильном залегании. Они являются более молодыми, чем описанные серые граниты, так как секут жилы этих последних в ладожских гнейсах. Следов дифференциальных движений в этих гранитах не наблюдается.

Таким образом, в исследованном районе встречены две возрастных группы гранитов — постладожские серые граниты и более молодые порфирировидные граниты Пуутсаари.

Генетически граниты Сортавальского района могут быть также разделены на две группы: граниты мигматитового происхождения, образовавшиеся при мигматизации и гранитизации гнейсов, и интрузивные граниты.

Граниты-мигматиты представлены плагиоклазовыми и гранатсодержащими породами. Они образуют небольшие тела среди сильно мигматизированных гнейсов и связаны с ними постепенными переходами.

По минералогическому составу это преимущественно плагиоклазовые (с олигоклаз-андезином) граниты с незначительным содержанием биотита. Структура их гранобластическая, часты следы калиевого и кварцевого метасоматоза.

Гранатсодержащие разновидности имеют тот же минералогический состав и микроструктуру. Интересно отметить, что распределение граната в них точно такое же, как в прилегающих вмещающих гнейсах, так что гранат здесь, несомненно, реликтовый; возможно, частично перекристаллизованный.

Как показывает структура, минералогический состав (повышенное содержание биотита, присутствие граната), а, главным образом, взаимоотношения гранитов с мигматизированными гнейсами, т. е. наличие постепенных переходов между ними, граниты этой группы представляют собой породы, образовавшиеся за счет мигматизации и гранитизации биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов.

Вторая генетическая группа представлена интрузивными гранитами — серыми плагиоклазовыми и розовыми порфирировидными.

Серые плагиоклазовые граниты образуют интрузивные тела различных размеров среди гнейсов.

Граниты обладают часто ясной, особенно в контактах, плоскопараллельной структурой, выражающейся в параллельном расположении шлиров, более богатых биотитом, чем нормальная порода. Обычна также и линейная структура, представленная либо линейным расположением вытянутых упомянутых шлиров (массив Ваннисенсаари, Импи-ниemi и др.), либо линейно-параллельным развитием всех минералов породы (массив Хиденниemi, Расинсаари).

Форма гранитных тел этой группы различна в зависимости от того,

в какой зоне они находятся. В районе Импилахти — Мурсула гранитные тела редки. На расстоянии от западного Питкярантского берега до мыса Импииниemi встречено только два тела — на острове к югу от острова Вуоратсу и массив Импииниemi. Оба они имеют согласные контакты с вмещающими сланцами.

Линейные структуры ориентированы здесь вертикально, часто краевые части гранитных массивов представлены гнейсовой фацией. Сланцы падают от массивов, как бы прикрывая их. Секущие контакты почти отсутствуют. Граниты редко дают апофизы в окружающие породы, которые мало мигматизированы. Ксенолиты сланцев в граните редки. Все эти данные указывают на то, что гранит в этой зоне представляет собой вязкую и малоактивную массу, вследствие своей вязкости не проникающую во вмещающие породы. Хорошо развиты все три основные системы трещин — Q, S, L. Трещины Q, перпендикулярные линейности, здесь располагаются горизонтально. Такие тела, может быть, образовались благодаря диапировым поднятиям. Форма их требует еще дополнительных исследований, однако они резко отличаются от формы гранитных тел района к югу и юго-западу от г. Сортавала.

Гранитные тела последней зоны могут быть охарактеризованы как пластовые, полого падающие, по преимуществу в направлении господствующих дифференциальных движений по азимуту 160—170°, с извилистыми контактами с вмещающими породами, с многочисленными языками гранитов и втеками сланцев.

Контакты гранитных тел с вмещающими породами согласные, но часто и секущие, и, как правило, гранит содержит многочисленные различно ориентированные ксенолиты сланцев. Линейные структуры здесь выражены прекрасно, но линейность падает на запад и восток под небольшими углами, а в некоторых случаях (массив Хиденниemi — о-в Риеккалансаари) даже горизонтальна.

Граниты генетически связаны с более основными породами, образуя с ними вместе отдельные интрузивные тела.

Так, например, массив Перяниemi на восточном берегу о-ва Риеккалансаари к югу от Сортавала сложен наряду с гранитами также гранодиоритом и диоритом, которые образуют одно интрузивное тело, облекаемое согласно сланцами (вероятно, результат более позднего приспособления сланцев к форме массива), с секущими контактами в отдельных участках.

Контакты интрузивных пород между собой резкие, они образуют эруптивные брекчии. Мы находим обломки диорита в гранодиорите и обеих этих пород — в граните. Таким образом, упомянутое интрузивное тело формировалось, вероятно, в три фазы в такой последовательности: диорит, гранодиорит и, наконец, гранит.

Массив Хиденниemi представляет собой крупное пластовое гранитное тело с облекающей структурой вмещающих пород; аналогичная структура наблюдалась у массива на острове Ваннисенсаари.

Нередко гранитные тела тектонизированы и будинированы.

Микроскопическое изучение гранитов показало, что в этой группе мы имеем все разновидности от нормального гранита через адамеллит до плагиоклазового гранита и гранодиорита.

Наиболее распространенной разновидностью является плагиоклазовый гранит, состоящий из олигоклаза, олигоклаз-андезина, микроклина,

кварца и биотита. Как правило, сохраняются следы первичной гипидиоморфно-зернистой структуры. Отдельные участки породы обладают гранобластической структурой.

Описанные типы массивных гранитов представляют собой ценный строительный материал: они однородны, обладают хорошей отдельностью и дают монолиты средним размером 0,8 м × 1,0 м × 1,3 м; отдельные блоки достигают 2,5—3,0 м в одном измерении. Массивы их расположены на берегу Ладожского озера и удобны для разработки, а запасы некоторых из них достигают десятков миллионов кубометров.

Именно к этому типу гранитов относится известный Сортавальский гранит, добывавшийся финнами на о-вах Тулолансаари и Риеккалансаари (массив Хиденниemi).

Другой группой интрузивных гранитов являются порфириовидные граниты о-ва Пуутсаари (Пуутсало). Они слагают значительные площади, образуя крупные массивы, форма которых является предметом дальнейшего исследования.

Что касается петрографического состава и структуры этих гранитов, то наиболее обычным типом среди них является микроклиновый гранит с значительным содержанием микропегматита. Структура этих пород либо гипидиоморфно-зернистая, либо чаще пойкилитовая, где включающим минералом является микроклин или микроклин-пертит. Часто на границе с микроклином в плагиоклазе появляется альбитовая или мирмекитовая кайма.

Биотит в породах присутствует в незначительном количестве. С описанными интрузивными гранитами связаны многочисленные мелкие пегматитовые жилы и тела, залегающие как в гнейсах ладожской формации, так и в блокированных основных постладожских породах. Нередко пегматитовые и аплитовые жилы секут граниты.

В исследованном нами районе можно различить три типа пегматитов.

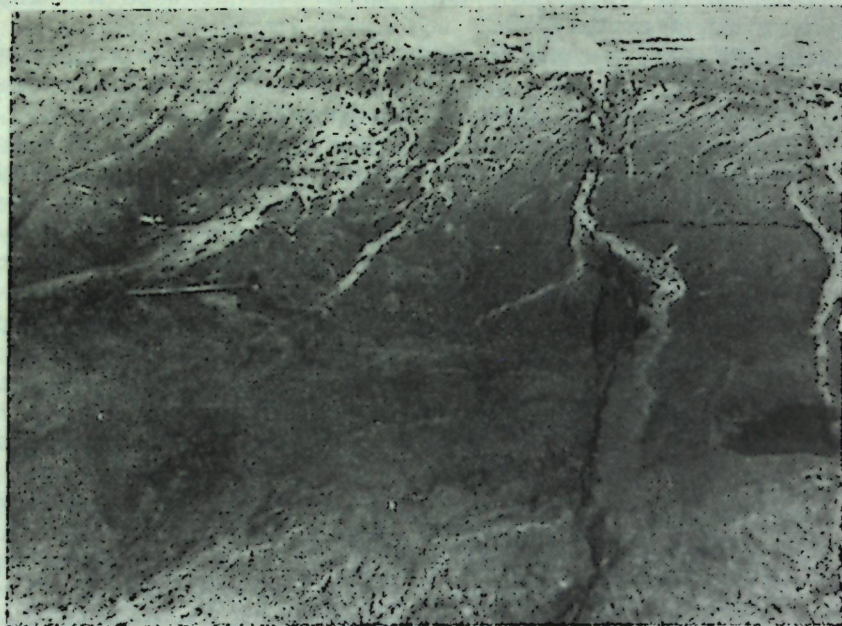
К первому типу относятся мелкие пластовые жилы пегматита в сланцах и гнейсах. Мощность их достигает 0,5 м, а обычно — 0,1—0,15 метра. Они состоят из плагиоклаза, микроклина, кварца и биотита. По простиранию жилы прослеживаются на расстоянии до 0,5 км.

Более распространен второй тип пегматитов — секущие жилы в гнейсах и основных породах. Эти жилы секут структуру мигматитов. Мощность их достигает 1—2 м, а обычно — 0,3—0,5 метра. Минералогический состав — плагиоклаз, микроклин, кварц и биотит.

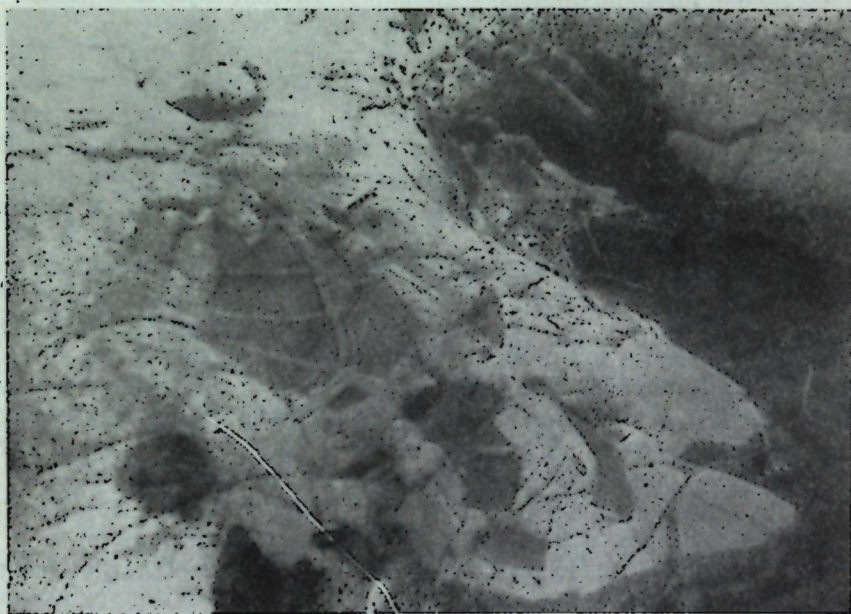
Обе описанные группы пегматитов связаны с серыми плагиоклазовыми гранитами и представляют собой апофизы гранитных массивов. Практического значения ни та, ни другая группа пегматитов не имеет, вследствие своих ничтожных размеров.

Третьим типом пегматитов являются неправильной формы штокообразные тела, залегающие в граните. Они достигают размера 5 × 15 м и содержат крупные кристаллы турмалина и апатита. Плагиоклаз в них представлен олигоклазом, калиевой полевой шпат — микроклин-пертитом. Нередко гранит настолько насыщен пегматитовым материалом, что в отдельных участках порода переходит в пегматитовый гранит.

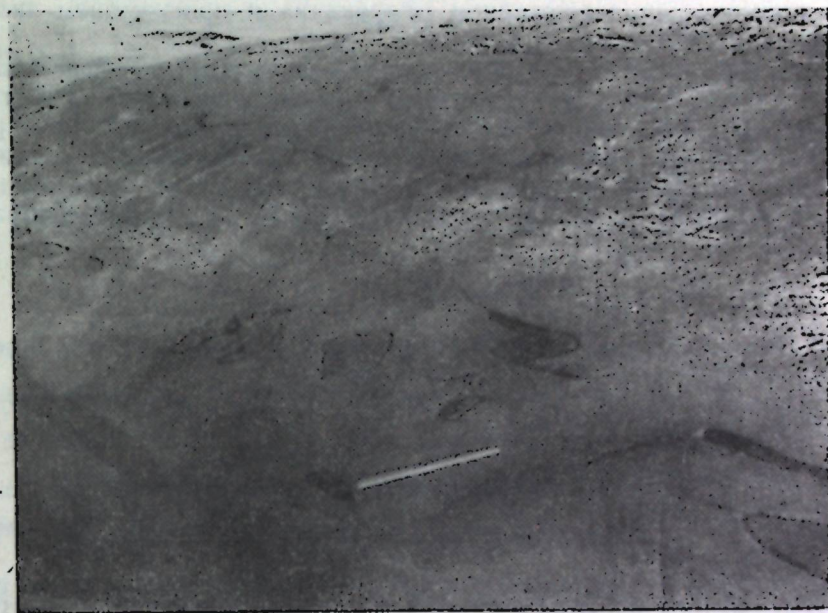
Пегматитовые штоки такого типа иногда имеют резкий контакт с вмещающим гранитом, иногда переходят в него постепенно. Часто на границе гранита и пегматита концентрируется значительное коли-



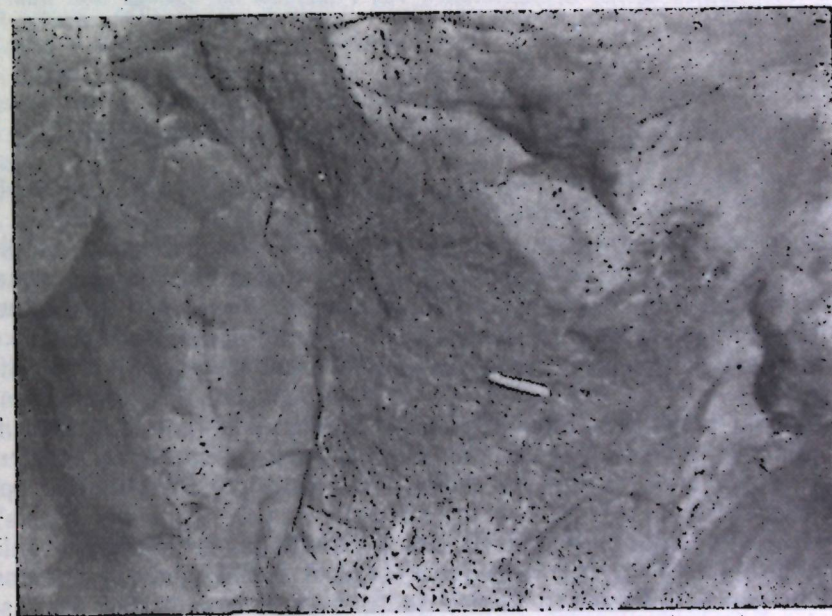
Фиг. 1. Артеритовые мигматиты.



Фиг. 2. Агматиты.



Фиг. 3. Блокированные пласти метабазитов.



Фиг. 4. Пласт конгломерата.

чество биотита. В изученном районе чрезвычайно редки пегматитовые тела, связанные с розовыми микроклиновыми гранитами; они отличаются повышенным содержанием микроклина и присутствием значительного количества микропегматита.

Как мы видим, пегматиты района имеют лишь очень незначительные размеры, здесь совершенно отсутствуют крупные пегматитовые тела типа Мурсульских (в восточной части северного побережья Ладожского озера).

Таким образом, первый год исследования постладожских гранитов Сортавальского района приближает нас к выяснению их стратиграфического положения и связи с мигматизацией и пегматитообразованием.

ЛИТЕРАТУРА

1. Хакман В. Описание к карте горных пород лист D₂ (нейшлот). Перевод В. Сонненберг. Helsinki, 1933. Suomen Geologien Hesikartta.
2. Eskola P. Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos orijarvittrartens metamorpha bergarter. Bull. d. I. Com. Geol. d. Finl., No. 44, 1915.
3. Eskola P. On the origin of Granitic Magmas. Mineral. u. Petr. Mitt. Bd. 42, Nf. 5/6, 1932.
4. Eskola P. Petrographische Characteristic der Kristallinen Gesteine von Finland. Miner. u. Petr. Mitt., 1927.
5. Frosterus B. Bergbyggnaden i Sydöstra Finland. Bull. d. I. Com. Geol. d. Finl. No. 8, v. II, 1898—1902.
6. Sederholm J. Ladogium redivivum. Ged. Foren. Föhandlingar, Bd. 38, 1916.
7. Sederholm J. Om granit och gneis. Bull. d. I. Com. Geol. d. Finl., No. 23, 1907.
8. Sederholm J. On migmatites and associated precambrian rocks of South-western Finland, p. I, II.
9. Sederholm J. Pre-quatarnary rocks of Finland. Bull. d. I. Com. Geol. d. Finl., No. 91, 1930.
10. Trüdstädt O. Die Erzlagerstätten von Pitkäranta am Ladoga See. Bull. d. I. Com. Geol. d. Finl., No. 19—21, 1907.

T. V. Perekalina

SORTAVALAN PIIRIN POST-LAATOKKALAISET GRANIITIT

YHTEENVETO

Laatokan pohjoisrannikon saaret Sortavalan eteläpuolella ovat laatokkalaisten muodostumain kerrostumalajeja. Tällaisia ovat biotiitti ja granaatti-biotiittikerrostumat (joskus kordieriittiä sisältäviä), jotka ovat intrusioituneet muodostumain peruslajeista ja sittemmin differentioituneet. Kaikki lajit ovat suuresti migmatisoituneita ja migmatisoitumisen intensiivisyys lajenee idästä länteen.

Myöhemmin migmatisoituivat graniitit. Niiden post-laatokkalainen ikäkausi voidaan tarkoin määrittellä. Voidaan erottaa graniitin kaksi ikäkautta: harmaat plagioklaasigraniitit ja nuoremmat punaiset Puut-saarityypiset mikrokliinigraniitit.

Geneettisesti voidaan post-laatokkalaiset graniitit jakaa kahteen ryhmään: 1) migmatiittigraniitit, jotka ovat muodostuneet laatokkalaisten muodostumain lajin graniittisoitumisen kautta ja 2) intrusiiviset plagioklaasi- sekä mikrostruktuuristen erikoisuuksien perustee'la.

Graniitti on arvokas rakennus- ja vuorausaine.

Pegmatiittijuonilla, jotka ovat geneettisesti yhteydessä harmaiden plagioklaasigraniittien kanssa, ei ole tuotannollista arvoa.

Проф. И. Ф. ПРАВДИН
Доктор биологических наук

К МАТЕРИАЛАМ ПО МИГРАЦИЯМ ЛАДОЖСКОГО ЛОСОСЯ (*Salmo salar morpha sebago* Girard = *S. salar m. relictus* Malmgren)

В Ладожском озере обитают две разновидности лосося: а) типичный (морской) лосось (*Salmo salar* L.) и б) лосось озерный (*S. salar morpha sebago* Girard). Первый в Ладожском озере, особенно в его северной половине, встречается редко; второй, несомненно, происшедший от первого под влиянием воздействия водной среды Ладожского озера, обратился в чисто озерную форму, служит предметом значительного промысла как в самом озере, так и во многих реках, куда этот лосось входит на период размножения. Наибольшее количество озерного лосося входит в реки: Свирь, впадающую в южную Ладогу, а также в Вуоксу и Тайпале (Taipale), впадающие в северную часть озера.

Известно, что ладожские реки в сильной степени засорены сплавом леса, и утонувшие деревья создают в тиховодных реках очаги засорения и загрязнения, мешающие миграциям лосося. На такое отрицательное влияние сплава леса для рек Олонки, Тулоксы и Видлицы указывал еще Н. Я. Данилевский (1875 г.). Что касается р. Вуоксы, впадающей в Ладожское озеро у г. Кексгольма, то нужно заметить, что после того, как образовался ее южный рукав, называемый ныне р. Тайпале, путем прорыва в 1818 г. (Тимофеев, 1915 г.) перешейка, отделявшего Ладожское озеро от оз. Суванто, северная (кексгольмская часть Вуоксы стала более мелководной, и лосось сюда идет в меньшем количестве, чем в р. Тайпале.

Карело-Финская научно-исследовательская База Академии наук СССР, занимающаяся исследованием лососевых рыб водоемов Карело-Финской ССР, провела в 1947 г. экспедиционные работы по рекам всей северной половины озера, начиная с р. Олонки и до северного рукава Вуоксы. Кроме того, мы имеем материалы, полученные нами при экспедиционных работах, проводившихся в 1946—1948 гг. Ленинградским государственным университетом и относящихся к северному и южному рукавам Вуоксы.

По данным 1946 и 1947 гг. (И. Правдин и З. Волкова) в насто-

ящее время ладожский лосось подымается по рекам значительно дальше, чем указано (в 1917 г.) Яскеляйненом (V. Jääskeläinen). В 1946 и 1947 гг., по нашим сведениям, ладожский лосось шел в следующие реки: Олонку (мало), Тулкусу (мало), Видлицу (много), Мииналу — Miinalan-joki (мало), Тулему (значительно, и вплоть до Тулемской гидроэлектростанции), Ууксу (значительно), Сюскюя — Syskyä (мало, но выше, чем указано Яскеляйненом), Янис-йоки — Jänis-joki (значительно, и вплоть до озера Янис), Тохму — Tohman-joki (значительно), Хитеен — Hiteen-joki (мало, Яскеляйненом не указано), Савани — Savain-joki (мало), Хейн — Hein-joki (мало, но дальше, чем указано Яскеляйненом), Варан — Vaaran-joki (мало, но дальше), Ихалу — Ihalan-joki (значительно), Сускуу — Suskuun-joki (значительно и дальше), Хитолу — Hiitolan-joki (много), Вуоксу (значительно), Тайпале (очень много).

В общем в названные два года лосось, пользуясь тем, что многие (почти все) речные плотины, ранее преграждавшие ему путь в средние и верхние участки, были не восстановлены, мог беспрепятственно идти на эти участки. Но лов лосося шел крайне слабо. Таким образом, стадо ладожского озерного лосося, несомненно, использовало такие возможности для своего увеличения. Следовательно, при возведении речных плотин нужно учесть надобность прохода лосося на места его размножения, лежащие (по течению рек) выше плотин.

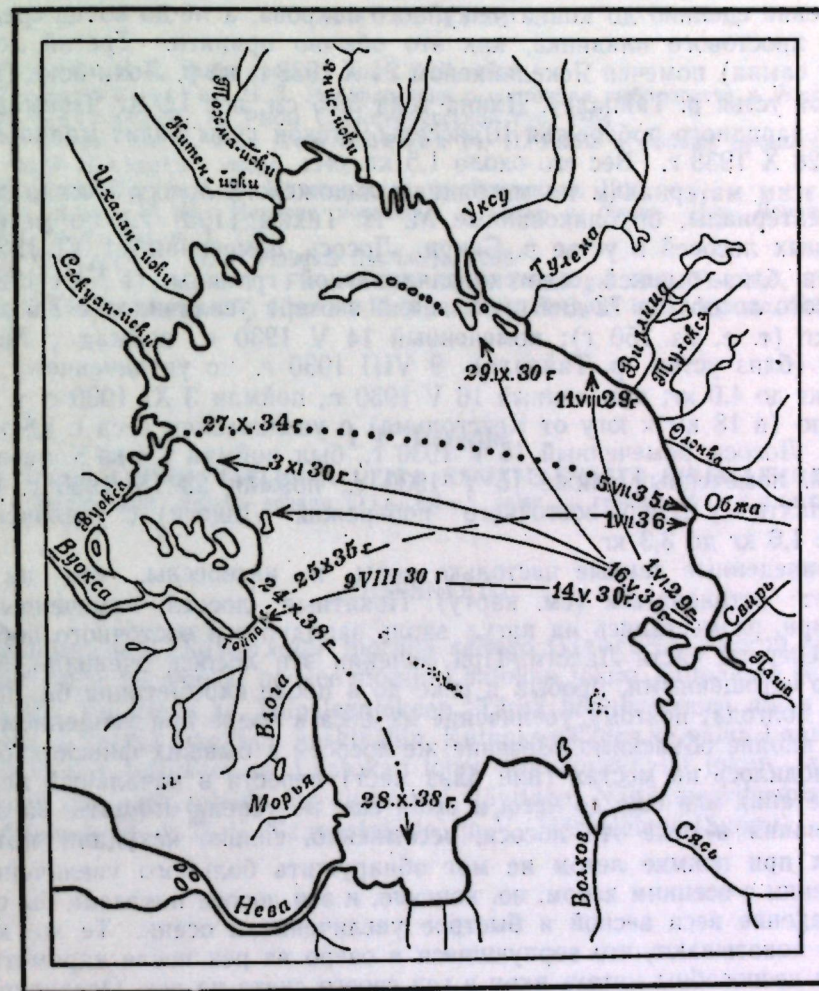
В 1946—1948 гг. озерный ладожский лосось в наибольшем количестве входил в р. Тайпале, затем в р. Вуоксу (у г. Кексгольма), в реки Тулему и Видлицу. Захождения лосося в другие реки северо-Ладожья были малочисленны. Особый интерес представляет обильный заход лосося в 1947 г. в сравнительно небольшую р. Видлицу в северо-восточной части Ладоги. Нужно полагать, что естественные условия этой реки стали более благоприятными для размножения лосося. Через р. Тайпале лосось подымается в оз. Суванто; далее, преодолев водопад Кивиниеми, доходит по верхней Вуоксе вплоть до Энсо и, очевидно, до водопада Иматры, о чем упоминает и Бروفельд (Brofeldt, 1930 г.). По северному рукаву Вуоксы лосось идет в оз. Вуокси и в его притоки. Время входа ладожского лосося в реки — май, июнь, июль и август; в сентябре ход по р. Свирь заканчивается, но в реки северной Ладоги, например, в р. Тулему и др., лосось идет в более поздние сроки. В 1948 г. у Кивиниеми большое количество лососей выловлено отдельными рыбаками (на спиннинг).

Речные миграции ладожского лосося наиболее обстоятельно изучены М. И. Тихим (1931 г.) для р. Свири и В. Яскеляйненом для р. Вуоксы. Началом входа лосося в Свирь М. И. Тихий считает май; наиболее интенсивный ход — в июле, конец — в сентябре (Л. С. Берг, 1948 г.), причем в отдельные годы начало и конец хода несколько изменяются (бывают ранние и поздние заходы). В р. Вуоксу лосось идет, главным образом, в июле и августе. Наиболее интенсивный ход лосося в р. Видлице в 1947 г. протекал с половины мая до половины июня. После размножения лосось возвращается в Ладожское озеро, а его молодь проводит в реке 2—3 года и потом скатывается в озеро, где растет и достигает половозрелого состояния. Таким образом, ладожский лосось уже успел утратить потребность возвращаться в море: море ему заменило Ладожское озеро.

Благодаря опытам мечения ладожского лосося русскими и финскими биологами выяснено, что лосось после икротетания в р. Свири

мигрирует из нее в северную часть Ладоги, и что лосось направляется на икротетание в реки восточной части Ладоги, главным образом, из северо-западных участков озера.

Мы располагаем данными по мечению ладожского лосося финским исследователем Яскеляйненом; сведения любезно сообщены нам проф. Ярви (Т. Н. Järvi).



Места и сроки выпуска и поимки меченных ладожских лососей.

За время с 1934 по 1939 гг. Яскеляйненом была помечена 1.121 особь ладожского лосося. Полная сводка о результатах такого ценного опыта пока еще не опубликована (хотя Яскеляйнен точную сводку успел сделать). В моем распоряжении имелись три метки, доставленные в 1935, 1936 и 1938 гг. русскими рыбаками с лососей, пойманных в Ладожском озере. Судя по письму, полученному мною от проф. Ярви, эти метки, как указывают оставшиеся после Яскеляйнена материалы, все относятся к *Salmo salar m. relictus-S. s. m. sebago*. Одна метка (185)

была прикреплена к лососю 27 X 1934 г. в Коукуннеми, в нижней части р. Вуоксы. Размер лосося (самки) при мечении был 65 см, вес 2,2 кг. Этот лосось был пойман 5 VII 1935 г. в Ладожском озере близ р. Обжи (у восточного побережья озера). Вес лосося около 2 кг. Вторая метка (169) была прикреплена к лососю 25 X 1935 г. у водопада Кивиниеми (т. е. выше озера Суванто). Лосось (самка) имел размер 67 см, вес 2,45 кг. Пойман этот лосось 1 VII 1936 г. близ той же р. Обжи. Вес его 2,3 кг. Длина тела пойманного лосося названа в 62 см, очевидно, измерение сделано до конца чешуйного покрова, а не до конца средних лучей хвостового плавника, как это обычно принято. Третий лосось (тоже самка) помечен Яскеляйненом 24 X 1938 г. на р. Лохи-йоки (к северу от устья р. Тайпале). Длина тела 59,5 см, вес 1,9 кг. Пойман лосось у западного побережья Шлиссельбургской губы (близ маяка Кошкин) 28 X 1938 г. Вес его около 1,5 кг.

К этим материалам по миграциям ладожского лосося можно добавить материалы, опубликованные М. И. Тихим (1931 г.) по мечению покатных лососей в устье р. Свири. Лосось, помеченный 1 VI 1929 г., пойман близ бывшей советско-финляндской границы 11 VIII 1929 г.; вес этого лосося за 72 дня пребывания в озере увеличился с 2,5 кг до 3,25 кг (т. е. на 750 г); помеченный 14 V 1930 г., пойман у Метса-пирти (близ устья р. Тайпале) 9 VIII 1930 г. с увеличением веса с 2,4 кг до 4,0 кг; помеченный 16 V 1930 г., пойман 3 XI 1930 г. у Вуохенсало (в 18 км к югу от Кексгольма) с увеличением веса с 1,8 кг до 3,8 кг. Лосось, помеченный 16 V 1930 г., был пойман у о-ва Коневец, и другой, помеченный также 16 V 1930 г., пойман 29 IX 1930 г. близ Импилахти (у северо-восточного побережья Ладоги) с увеличением веса с 1,6 кг до 3,3 кг.

Приведенные данные настолько новы и интересны, что на них следует остановиться (см. карту). Покатные лососи, помеченные в р. Свири, разместились на нагул вдоль западного и восточного побережий северной части Ладоги. При мечении эти лососи, очевидно, были сильно истощенными, пробыв в реке до и после икрометания без пищи более полугода; поэтому увеличение их веса в озере при усиленном питании вполне объяснимо. Мечение же лососей в бывших финских реках производилось на местах (или близ мест) нереста в начальный период икрометания или еще до него, и рыба еще не успела отошата. За зиму пребывания в реке эти лососи, несомненно, сильно исхудали, потому вес их при поимке летом не мог обнаружить большого увеличения в сравнении с осенним весом, но, конечно, и эти лососи показали бы сильное падение веса весной и быстрое увеличение к осени. Те же материалы показывают, что вернувшиеся в озеро из рек после икрометания лососи неспособны метать икру в год своего ската из рек. Очевидно, что многие ладожские лососи мечут икру не ежегодно. По этим же новым материалам можно предполагать, что у ладожского лосося строгой привязанности в родной реке нет.

Количество вылавливаемого в настоящее время в Вуоксе и Тайпале озерного лосося ничтожно, потому что промысел еще не восстановлен, между тем в прошлые годы в р. Тайпале лососей вылавливалось от 1350 до 2000 пудов (Н. М. Книпович, 1892 г.). У Яскеляйнена (1917 г.) есть статистические сведения, относящиеся к размерам лососей. В 1906 г. выловленные 1520 лососей имели средний вес 2,9 кг, в 1907 г. средний вес был 2,7 кг (1658 особей), в 1908 г. — 3,2 кг (2406 особей). На Тайпале, вернее у водопада Кивиниеми (выше Сувантоярви).

вылов лососей достигал в отдельные годы, например в 1908 г., почти 3000 штук (6777 кг).

Рост ладожского лосося, по Яскеляйнену, таков (длина тела, по Смитту, в см): 1 год — 15; 2 год — 31; 3 год — 44; 4 год — 49 см.

Приведенные весьма краткие сведения по миграциям ладожского лосося показывают, насколько существенно изучение этих миграций путем мечения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР. 1948.
2. Данилевский Н. Я. Исследования о состоянии рыболовства в России. 1875.
3. Кесслер К. А. Рыбы С.-Петербургской губ. 1864.
4. Правдин И. Ф. и Виротайнен М. П. Рыбы и рыбный промысел северной части Ладожского озера. 1940.
5. Тимофеев Л. К. Путеводитель по Финляндии. 1915.
6. Тихий М. И. Мечение лососевых в устье р. Свири. Изв. Ленингр. н.-и. инст. инст., XII, в. 1, 1931.
7. Malmgren A. J. Finlands fisk-fauna. 1863.
8. Jääskeläinen V. Fiskarna och fisket i Ladoga. Finl. Fiskerier, IV, 1917.
9. Jääskeläinen V. Ober die Fische- und die Fischerei im Ladogasee. 1929.

I. F. Pravdin

LAATOKAN LOHEN VAELLUSALUEITA KÄSITTELEVÄSTÄ KIRJALLISUUDESTA
(Salmo salar morpha sebago Girard=S. salar m. relictus Malmgren)

YHTEENVETO

Laatokan lohi (*Salmo salar morpha sebago Girard=S. salar m. relictus*) lisääntymisensä vuoksi nousee moniin Laatokan jokiin. Etupäässä se nousee Syväriin, Vuokseen ja Taipaleenjokeen. Tämä liikkumiskausi alkaa toukokuussa ja kestää lokakuun keskiväliin. Kutunsa jälkeen se palaa Laatokkaan ja lihoon sen pohjoisoissa. Laatokan lohen liikkumisväylät jokiin ja sieltä takaisin on saatu selville merkitsemistä käyttäen. Näitä merkitsemisiä ovat suorittaneet M. J. Tihij (Neuvostoliitto) ja V. Jääskeläinen (Suomi).

М. Б. ЗБОРОВСКАЯ
Кандидат биологических наук

НОВЫЕ МАТЕРИАЛЫ ОБ ОЗЕРНОМ СИГЕ ИЗ СЯМОЗЕРА
(*Coregonus lavaretus pallasi natio exignus Pravdin*)

По поручению зоологического сектора Карело-Финской научно-исследовательской Базы Академии наук СССР мною в 1946 году был собран материал по биологии сигов Сямозера, который дает дополнительные сведения об этой группе рыб.

По классификации И. Ф. Правдина (1931 и 1946 гг.) в Сямозере обитают сиги следующих групп.

1. Сиги малотычинковые, имеющие на первой жаберной дужке 17-22 тычинки, короткие и с зубчиками; тело прогонистое, низкое.

2. Сиги многотычинковые, с длинными сильно зубчатыми тычинками; количество тычинок 41-65.

А. Ф. Смирнов (1939 г.) указывает на возможность нахождения в Сямозере проходного сига, мечущего икру в реке Судак, впадающей в Сямозеро.

Кроме этих локальных для Сямозера форм через реки Шую и Сяпсю из Онежского озера заходят проходные озерно-речные сиги, которые мечут икру в реке Малой Суне.

В 1928-29 гг. в Сямозере проводились рыболовные работы, и в виде опыта было выпущено 300.000 икринок чудского сига (Н. И. Кожин, 1929 г.). Судьба этого сига неизвестна. Таким образом, систематическая группировка сямозерских сигов весьма неопределенна.

По образу жизни сиги Сямозера разделяются на две биологические группы: озерные, которые размножаются, т. е. мечут икру в озере, и озерно-речные, откладывающие икру в реках. Более распространенной и обычной в Сямозере формой является многотычинковый мелкий сиг, относящийся к озерной форме.

Все собранные материалы, обработанные и описанные по сигам Сямозера с 1932 по 1946 год, относятся к этому многотычинковому сигу. По другим формам сигов в сборах имеются единичные экземпляры. Совсем нет фактических данных, кроме расспросных, о сигах, заходящих в реку Судак.

Многотычинковый сиг имеет наибольшее промысловое значение, он

является единственным, который ловится в промысловых количествах и не только в какой-либо определенный период, но в течение всего года.

Для характеристики этой группы сигов приводим их средние размеры и средний вес за разные годы. (Табл. 1).

Таблица 1.

Годы	Данные Смирнова и Якшиной			Данные Зборовской	
	1932	1933	1934	1945	1946
Средняя длина (в см.)	22,4	22,2	24,7	25,15	24,12
Средний вес (в гр.)	128	138	176	183	146

Несмотря на то, что материал собран в разные годы, средние длины сигов очень близки, разница же в весе (например, более высокий вес 1934 и 1945 гг.) объясняется тем, что сбор сигов в эти годы произведен в период наибольшего развития их гонад, т. е. в период, близкий к нересту. В 1946 году материал собран в июне (задолго до нереста сигов).

Процентные соотношения возрастных групп многотычинковых сигов в уловах в разные годы следующие:

Таблица 2.

Годы	Возраст	1+	2+	3+	4+	5+	6+	7+	8+	Число экз.
		1932	—	6,1	12,2	43,5	11,5	0,7	—	
1933	—	17,7	22,2	24,5	22,2	6,8	4,5	—	90	
1934	3,5	20,2	26,7	26,8	16,1	4,2	1,3	1,2	293	
1935	—	18,0	21,6	29,2	16,1	10,4	2,8	1,9	106	
1946	—	9,0	64,0	19,0	8,0	—	—	—	53	

В 1932 году в уловах наблюдались четыре возрастные группы от 2+ до 5+ и очень малый процент (0,7%) 6+. С 1933 года отмечается в улове больший процент 6+, а также 7+ и 8+. Нельзя ли объяснить это снижением интенсивности вылова?

Просмотрим динамику вылова за ряд лет. (Табл. 3).

Таблица 3.

Годы	1932	1934	1935	1936	1937	1944	1946
			за 5 мес.				
Количество (в центнерах)	112	38	140	127	166	18	37
% отн. к общ. улову всей рыбы	2,2	1,2	—	—	5,1	2,6	2,2

Цифры показывают, что сильное снижение вылова наблюдается только после войны. Объясняется оно не истощением запасов этой рыбы, а уменьшением количества орудий лова.

Икрометание многотычинкового сига проходит в прибрежной зоне на глубине 1,5-4 м, на каменисто-песчаном грунте. По данным А. Ф. Смирнова, осенью, в период нереста, вылавливалось 36% годового

улова сига, и основным местом его вылова были восточный район (52% годового улова), затем район Куха-губы (26,9% годового улова) и последнее место занимал Курмойльский район (20,7%). После войны соотношение уловов по районам в корне изменилось. Так, по данным 1945 года, на первом месте по вылову сига стоит Курмойльский район и не только в процентном отношении, но и в абсолютной цифре вылова. Здесь в 1932 г. улов был равен 19 ц, в 1945 г. составил 21 ц, несмотря на то, что количество орудий лова в 1945 году по сравнению с 1932 годом было значительно меньше. Этот анализ говорит о том, видимо, запасы этой формы сигов, о которых мы пока можем судить только по вылову, значительно больше, чем используется промыслом в настоящее время.

В 1945 году нерест сига совпал с моментом ледостава на озере (между 28—31 октября), при температуре воздуха -3° и поверхностной температуре воды (у берега) около 0° , когда образовались забереги и шуга.

Нами был сделан анализ пробы из улова 28 октября в районе Лахты, результат которого представлен в таблице 4.

Таблица 4.

Пол		Стадии зрелости гонад					Колич. экз.	%
		I	II	V	V—VI	VI		
Самцы	Число экз.	1	—	9	9	8	27	51
	%	8,7	—	33,3	33,2	29,7		
Самки	Число экз.	—	1	7	9	9	26	49
	%	—	3,9	26,9	34,6	34,6		

Повидимому, сиг был выловлен в период нереста, так как у 33,3% самцов и 34,6% самок икра и молоки были в стадии текучести.

Неполовозрелым оказался один самец (в 1-й стадии), а одна самка (во 2-й стадии) или не метала икру в 1945 г., или выметала значительно раньше других особей (судя по виду половых желез).

Количество самцов и самок при нересте одинаково. Половозрелость у части самцов наступает на год раньше, чем у самок.

Сямозерский сиг по темпу роста относится к сигам медленно растущим. Однако следует отметить, что в первые годы жизни его рост нормален по длине и даже выше, чем у сигов, хорошо растущих, но с 4-летнего возраста начинается очень заметное снижение и к 6 году доходит до разницы в 9 см. Сравним темп роста сямозерского озерного с ладожским обыкновенным сигом и ладожским сигом-лудогой (Табл. 5 и 6).

Таблица 5.

Название	Возраст	1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Ладожский озерный обыкновенный сиг	10	18	24	30	34	38	41	44
Ладожский сиг-лудога	10	17	24	30	34	33	41	44	46	
Сямозерский сиг	17	21	24	26	27	29	34	—	—	

Иной результат получаем при сравнении темпа приростов по весу.

Таблица 6.

Название	Возраст	1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Ладожский обыкновенный озерный сиг	—	—	—	325	533	710	888	1058
Ладожский сиг-лудога	70	150	330	550	320	930	1200	1420	1570	
Сямозерский сиг	55	107	148	195	234	275	495	—	—	

Приведенные сравнения показывают, что в настоящее время природные условия Сямозера для обитания сига перестают быть благоприятными (И. Ф. Правдин), неблагоприятны и условия питания сига (С. В. Герд), нет излюбленных компонентов, составляющих основную пищу сигов в других озерах. В летнее же время, вследствие высоких температур поверхностных слоев, сигами не используется значительное богатство корма литорали и планктон поверхностной зоны.

Приведенные данные показывают, что Сямозеро при современных биологических условиях переходит из разряда сиговых водоемов в группу водоемов, где наиболее благоприятны условия для обитания карповых рыб.

Однако нужно иметь в виду, что Сямозеро, снизившее свои качества в отношении описываемой группы сигов, может быть благоприятным для других форм этой рыбы. Можно полагать, что в Сямозеро следует ввести такие формы сигов, как сиг-пелядь (*Coregonus peled*).

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л. С. Рыбы пресных вод СССР и сопредельных стран. 3 изд. (1—1932, 2—1933).
- Домрачев П. Ф. Озера Заонежья. Рыбохозяйственный очерк. Исследования морей СССР. вып. 10, 1929.
- Правдин И. Ф. Сунский сиг. Изв. отд. прикладной ихтиологии. X, в. 1, 1929.
- Он же. Сиги озерной области СССР. Изв. Научно-исслед. ихтиологич. инст. XII, в. 1, 1931.
- Он же. Шальский сиг. Труды Кар. н.-иссл. рыбохоз. ст., в. 1, 1935.
- Он же. Сиги. Образ жизни, породы сигов, разведение их и ловля. 1934.
- Он же. Сиг-лудога. Материалы по исследованию р. Волхов и ее бассейна. X, 1925.
- Он же. Сиги водоемов К-ФССР. 1946.
- Пушкарев Н. Н. Рыболовство на Онежском озере. 1900.
- Смирнов А. Ф. Рыболовство на Сямозере. Труды Кар. гос. пед. института. I, 1939.
- Он же. Биология и промысел сигов р. Водлы и Шальской губы Онежского озера. Труды Кар. н.-иссл. рыбохоз. ст., в. 1, 1935.
- Слободчиков Б. Я. Гидрологические факторы, влияющие на распространение сигов. Рыбн. хоз. Карелии, в. 5, 1939.
- Суворкина М. И. Темп роста двух форм ладожских сигов. Труды Лен. общ. естествоиспытателей, XIII, в. 3, 1935.

M. B. Zborovskaja

UUTTA AINEHISTOA SÄÄMÄJÄRVEN SIIASTA
(*Coregonus lavaretus pallasi natio exiguus Pravdin*)

YHTEENVETO

Kirjoituksessa esitetään uutta ainehistoa järvisiian, jonka I. F. Pravdin laskee kuuluvaksi multspinatus (-generosus)-ryhmään, биологиasta. Uusi ainehisto on Säämäjärvellä v. 1945 ja 1946 suoritettujen tutkimustöiden tulos.

Tämä pienikokoinen siika muodostaa tärkeimmän kalansaaliin Säämäjärvellä ja kalastetaan sitä eri aikoina.

Parhaimpana siian kutuaikana (28-X) suoritettu tutkimus osoitti naarasten ja koirasten samanlaisen määrän.

Keskikokoisten (22—25 cm.) siikojen painon (128—183 gr.), kalansaaliissa esiintyvien ikäryhmien, useiden vuosien kalastuksen tulosten ja A. F. Smirnovan suorittamien tutkimusten tulosten keskenään vertaileminen antaa aikeen ajatella, että kalansaaliin väheneminen Säämäjärvessä vuosina 1944—1946 johtuu pyyntivälineiden vähenemisestä sodan jälkeen.

Vertailu toisiin järvisiikoihin osoittaa niiden voimaperäisempää kasvua ensimmäisinä elinvuosina ja hyvin hidasta kasvua myöhempinä elinvuosina. Tämä todistaa sitä, että Säämäjärven luonnonehdot lakkaavat olemasta edulliset siialle (I. F. Pravdin). Epäedulliset ovat myöskin siian ravintoehdot (S. V. Gerd).

Nykyisten biologisten ehtojen vallitessa Säämäjärvi on muuttumassa sellaiseen kalavesistöjen ryhmään, missä ovat edullisimmat olosuhteet karppikalaille.

Mutta on otettava huomioon, että Säämäjärvi, jonka laatu aleni mainitun siikaryhmän suhteen, saattaa olla edullinen toisille siikalajeille, kuten esimerkiksi *coregonus peled-lajille*.

M. Я. МАРВИН
Кандидат биологических наук

АМФИБИИ И РЕПТИЛИИ КАРЕЛО-ФИНСКОЙ ССР

На протяжении ряда лет, экскурсируя в окрестностях Петрозаводска, а также работая в экспедициях Карело-Финской научно-исследовательской Базы АН СССР, мы имели возможность выявить видовой состав и распространение как амфибий, так и рептилий во многих районах республики. Настоящая статья является результатом наших наблюдений.

I. АМФИБИИ — AMPHIBIA

1. ОБЫКНОВЕННЫЙ ТРИТОН — *Triturus vulgaris* (L.)

В последних числах апреля, также в мае довольно часто встречался в лужах, прудах и канавах в окрестностях Петрозаводска. Наблюдался нами в Кончезере, в заповеднике «Кивач», в Сортавальском, Куркиокском, Ведлозерском, Пудожском, Калевальском и Беломорском районах.

Размножение в районе Петрозаводска — в первых числах мая, на широте Беломорска — на 5—7 дней позже.

2. ТРИТОН ГРЕБЕНЧАТЫЙ — *Triturus cristatus* (Laurenti)

По сравнению с обыкновенным тритоном, гребенчатый встречается реже и распространение его на север ограничивается, по видимому, широтой заповедника «Кивач», т. к. нигде севернее указанной местности обнаружить не удалось. Кроме окрестностей Петрозаводска и заповедника «Кивач» мы собрали экземпляры в Ведлозерском р-не (Колатсельга), в окрестностях Сортавалы и Лахденпохья. Обитает в тех же местах, что и обыкновенный. Икра обнаружена в окрестностях Петрозаводска 8 мая 1937 г.

3. ОСТРОМОРДАЯ ЛЯГУШКА — *Rana terrestris* Andrzejowski

Для К-ФССР, очевидно, довольно редкая форма. Нам удалось добыть только два экземпляра: в окрестностях Петрозаводска и Сортавалы. Первый экземпляр добыт в сыром кустарнике вблизи заболоченного луга, другой — в траве на берегу протока между озерами.

4. ТРАВЯНАЯ ЛЯГУШКА — *Rana temporaria* (L.)

Весьма распространенная форма. Нами наблюдалась во всех районах республики. Самая северная точка, где она нами была добыта, — д. Лоушки, Лоухского района (66°10' с. ш.).

В 1935 году в окрестностях Петрозаводска пробуждение ее зарегистрировано нами 30 апреля, а икрометание — 3 мая.

В северных районах эти явления наблюдаются примерно на 5—7 дней позднее, а также задерживается и метаморфоз. Так, 6 августа 1947 года в окрестностях ст. Лоухи, Кировской ж. д., мы обнаружили молодых лягушек на последней стадии метаморфоза (хвост редуцирован на 2/3 длины, вся лягушка имела в длину только 20 мм).

5. ОБЫКНОВЕННАЯ ЖАБА — *Bufo bufo* (L.)

Серая жаба водится, очевидно, на всей территории республики. Мы наблюдали ее во всех районах республики, за исключением Лоухского и Кестеньгского районов.

В августе 1945 г. нами добыт один экземпляр на окраине мохового болота в окрестностях д. Рудометово, Кемского р-на (65°26' с. ш.), другой — в еловой согре на краю болота вблизи ст. Кузема, Кировской ж. д. (65°25' с. ш.).

II. РЕПТИЛИИ — REPTILIA

6. ЯЩЕРИЦА ПРЫТКАЯ — *Lacerta agilis* (L.)

Один экземпляр этого вида ящериц 22 августа 1947 г. нами добыт в мелком кустарнике на краю ржаного поля в окрестностях г. Олонца. Длина экземпляра 19,5 см.

7. ЯЩЕРИЦА ЖИВОРОДЯЩАЯ — *Lacerta vivipara* (Jacquin)

Из всех рептилий наиболее многочисленный и широко распространенный вид. Встречается во всех районах республики и в самых разнообразных стациях. Чаще и в большем числе мы наблюдали ее на болотах.

Рскрытие добытых экземпляров показало, что в большинстве случаев рождаемость их в южных районах республики до широты Медвежьегорска

приурочена к периоду 15—25 июля, в средних широтах — 20—30 июля и севернее Кемь — 25 июля — 10 августа. Число молодых — 4—9, чаще — 6—7.

8. ВЕРЕТЕНИЦА — *Anguis fragilis* (L.)

В августе и сентябре несколько экземпляров нами добыто в Сортавальском и Куркиокском районах и в заповеднике «Кивач»; 6—22 августа 1947 г. два экземпляра добыто в окрестностях д. Колатсельга, Ведлозерского района. Не раз приходилось встречать ее и в окрестностях Петрозаводска.

9. ГАДЮКА — *Vipera berus* (L.)

Обитает на всей территории республики. Нам приходилось встречать две разновидности гадюк: с темной окраской и серых.

10. УЖ ОБЫКНОВЕННЫЙ — *Natrix natrix* (L.)

Распространен, очевидно, только в юго-западной части республики. Один экземпляр нами добыт 26 августа 1946 г. на воде в зарослях тростника в проливе между островами Ладожского озера Риск-камансаари и Хонкоссаари (10 км южнее Сортавалы). Длина экземпляра 82 см.

Другой уж добыт 5 сентября 1946 г. в окрестностях г. Лахденпохья. В 1945—1947 гг. несколько экземпляров наблюдали на северо-восточном берегу Ладожского озера в окрестностях Импилахти, Питкярантского района.

M. J. Marvin

KARJALAIS-SUOMALAISEN SNT:n SAMMAKKOELÄIMET JA MATELIJAT

YHTEENVETO

Useiden vuosien aikana suoritettujen tutkimusten tuloksena on saatu selville sammakkoeläinten (amfibia) ja matelijain (reptilia) lajit ja levineminen tasavallan alueella. Karjalais-Suomalaisessa SNT:ssa lasketaan olevan 5 sammakkoeläinten lajia: tavallinen vesilisko, rupilisko, peltosammakko, tavallinen sammakko, rupisammakko sekä 5 matelijain lajia: hietasisilisko, heinäsisilisko, vaskikäärme, kyykäärme, tarhakäärme

М. Л. РАМЕНСКАЯ
Кандидат биологических наук

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ ГОСУДАРСТВЕННОГО ЗАПОВЕДНИКА «КИВАЧ»

Летом 1946 года проводилось обследование растительности в государственном заповеднике «Кивач», расположенном по обоим берегам реки Суны, у водопада «Кивач». Обследование коснулось основного массива естественной растительности заповедника.

Общие характерные особенности растительности заповедника, подмеченные непосредственным наблюдением, совпадают с краткой и выразительной характеристикой «Заонежского геоботанического района подзоны средней тайги», данной Ю. Д. Цинзерлингом в его труде «География растительного покрова Северо-Запада Европейской части СССР».

«В подзоне средней тайги, — пишет Ю. Д. Цинзерлинг, — господствуют леса еловые и сосновые (отчасти временные на месте еловых), а также их производные — смешанные и мелколиственные. Средний бонитет — III и IV. Широколиственные породы (липа, клен, ильм) встречаются очень редко. На болотистых местах изредка встречаются черноольшатники. Такие растения, как *Ledum*, *Betula nana*, *Empetrum* в сухих лесах не встречаются... отступая в заболоченные леса и на болота...»

На территории заповедника довольно хорошо выражен типичный среднекарельский ландшафт, в котором еловые и сосновые леса, расположенные на вытянутых в определенном направлении сельгах, чередуются с вытянутыми в том же направлении болотами в ложбинах. Цинзерлинг дает следующую характеристику «Заонежскому району»:

«Ландшафт карельский, сельги скалистые или покрытые наносом, песчаным или супесчаным, местами попадаются слабоволнистые пространства и местности с грядами, сложенными песками; пространства между сельгами сравнительно узкие. Пестрое геологическое строение обуславливает... богатство материнских пород и, следовательно, почвы.

Сельги заняты главным образом еловыми лесами-зеленомошниками, преимущественно *Piceetum myrtillosum* (а также *P. vacciniosum*,

P. euhylocomiosum и др.). На самых гребнях сельг встречаются иногда сосновые и сосново-еловые леса, но и те и другие занимают ничтожные площади...»

«Характерна значительная травянистость лесов группы *Hylocomiosa* — не только в прореженных еловых и мелколиственных лесах развивается довольно пышный травяной покров из *Geranium silvaticum*, *Rubus saxatilis*, *Melica putans* и др., но и в неизреженных лесах (*Piceetum myrtillosum*) травяной покров развит хорошо. Сосновые леса встречаются, кроме гребней сельг, кое-где на ровных песчаных пространствах и на песчаных грядах (например, между реками Суной и Сандалкой). Между сельгами в низинах по ручьям и скрытым водостокам расположены еловые и елово-березовые леса группы *Herbosa* и болота.

Флористически богатый район, что стоит в связи как с богатством и разнообразием почв, так и, вероятно, с историей растительности. Участие сибирских элементов значительно (*Lonicera caerulea* ... *Athyrium sphenatum*), немало южных элементов (липа, черная ольха...), а в то же время на скалах и на болотах находят себе приют арктические элементы... встречается ряд специфически скальных растений (... *Woodsia ilvensis*)».

Основные элементы растительности заповедника, связанные с определенными типами местообитаний и соответствующими им элементами рельефа, распределены на территории следующим образом:

1. Центральное водораздельное пространство между реками Суной и Сандалкой (левый берег Суны), сложенное песчаными и супесчаными почвами, покрыто сосняком-зеленомошником. Меньший по площади участок бора-зеленомошника расположен также на правом берегу р. Суны и на центральном возвышенном плато с песчаным грунтом.

2. Основная заповедная площадь на правом берегу Суны и супесчаные и суглинистые склоны водораздела на левом берегу заняты ельником-зеленомошником.

3. Многочисленные более или менее мелкие замкнутые бессточные понижения, разбросанные в лесном массиве, заняты сфагновыми болотами — безлесными или с сосной. Болота эти возникли вследствие заболачивания мелких лесных озер или заболачивания суши. По берегам лесных озерков можно видеть все переходы от низинных сфагновых болот с мелкими осоками к крупнотравяному сосновому лесу на сфагновом ковре, покрытом крупными болотными кустарничками.

4. Пониженные плоские пространства со скрытым водостоком покрыты смешанным травяно-заболоченным лесом самого низкого бонитета (северо-восточный сектор заповедника, у р. Сандалки) или осоковым болотом с *Carex lasiocarpa* (северный сектор).

5. Ельник приручейный тянется очень узкой полосой по ручьям (по Чечкину ручью на левом берегу Суны и по нескольким мелким ручьям на правом берегу).

Таковы основные типы растительности заповедника. Довольно многочисленные, но невысокие каменные гряды, вытянутые с севера на юг, заняты тем же ельником-зеленомошником, лишь на самом гребне сменяющимся узкой полосой сосняка с хорошо развитым еловым подрастом.

Кроме коренных, естественных ассоциаций на территории заповедника, в прошлом подвергавшейся неоднократно воздействию человека: рубке, низовым пожарам, осушке, представлены различные про-

изводные, временные ассоциации: березово-сосновые леса, все стадии восстановления елового леса через березняки и др. На осушенном болоте возникла сложная мозаика растительных группировок, в которой преобладают заросли ерника (верховья Чечкина ручья к северу от дороги на Сопоху). Небольшие участки территории превращены в луга.

Переходим к описанию встреченных на территории заповедника ассоциаций в порядке от наиболее распространенных к менее распространенным.

ЕЛОВЫЕ ЛЕСА

I группа. ЕЛЬНИКИ-ЗЕЛЕНОМОШНИКИ — PICEETA NYLOCOMIOSA

Они занимают места со средними и хорошими условиями дренажа — склоны водоразделов с более или менее развитым рельефом. Почвы под ними подзолистые, супесчаные и суглинистые. Характерна большая освещенность этих лесов, которую лишь отчасти можно отнести за счет выборочной рубки в прошлом; в основном редкость древостоя естественного происхождения.

Древостой одноярусный, еловый, с единичной примесью сосны и березы. Сосна и береза обычно возвышаются над еловым пологом; местами их количество значительно увеличивается. Покрытие крон от 0,5 до 0,8; весьма варьирует от участка к участку. Высота взрослых елей колеблется от 22 до 26 метров. Бонитет ели III и IV. Большинство стволов неполнодревесные, со средней очищенностью от сучьев.

Подрост ели обильный, разновозрастный, в «окнах» особенно густ. Состояние его хорошее. Есть единичный подрост березы.

Подлесок, как ярус, фактически отсутствует — встречаются лишь единичные экземпляры рябины, ольхи, можжевельника.

Травяно-кустарничковый ярус несплошной — покрывает от 20 до 60% всей площади. В этом ярусе почти для всех ассоциаций этой группы характерна значительная роль травянистых представителей: *Calamagrostis arundinacea*, *Rubus saxatilis*, *Solidago virgo aurea*. Полукустарнички (черника, брусника) не образуют такого однородного, выдержанного покрова, как, например, в лесах Ленинградской области. Высота яруса 30—35 см (иногда можно выделить нижний подъярус высотой 10—15 см из брусники, майника, седмичника, кислицы и др.).

В моховом покрове господствуют обычные лесные мхи: *Nylocomium proliferum*, *Pleurozium Schreberi*, иногда в значительном количестве встречаются *Rhythidiadelphus Triquetrus*, *Dicranum undulatum*; по упавшим стволам — *Ptilium crista castrensis*. Покрытие мхов сильно колеблется: от сплошного густого ковра в наиболее типичных ассоциациях до 20—30% покрытия в ассоциациях, приближающихся к травянистым ельникам.

Внеярусная растительность представлена листовыми и кустистыми лишайниками (*Usnea barbata*, *Lobaria pulmonaria*).

Рассматривая ельники-зеленомошники в целом, можно отметить, что от типичных ельников, описанных для более южных областей, они отличаются: худшим ростом ели, более редким ее стоянием и, как следствие, большей освещенностью еловых лесов и большей их травянистостью (с соответствующим понижением роли полукустарничков).

На территории заповедника встречены следующие ассоциации:

1. Ельник-кисличник — *Piceetum oxalidosum*. Встречается небольшими фрагментами по хорошо дренированным участкам. Древостой

наилучшего (в данной местности) роста и качества: наиболее полнодревесный, наиболее высокий (26—27 м) с наибольшей сомкнутостью крон (0,7—0,8). Полукустарнички встречаются единично, высота травянистого яруса 10—20 см, его главные представители: *Oxalis acetosella* sp., — сор., *Trientalis europaea* sp., — sp., *Majanthemum bifolium* sp.

Ассоциация встречается редко и занимает ничтожные площади. В других ассоциациях кислица часто обильно покрывает гниющие стволы, но на почве встречается не обильно.

Моховой покров сплошной — господствует *Pleurozium Schreberi*.

2. Ельник чистозеленомошный — *Piceetum euhylocomiosum*. Встречается довольно часто небольшими участками на дренированных сухих супесчаных почвах, часто по крутым склонам и вершинам сельг.

Древесный полог чистоеловый или с примесью сосны. Сомкнутость крон 0,7—0,8. Часто это — участки более молодого леса (высотой 18—20 м), отличающиеся большой густотой и затененностью именно в силу своей молодости. Травяно-кустарничковый ярус почти не выражен. Подлесок отсутствует. Моховой покров сплошной, толстый, господствует *Pleurozium Schreberi*.

3. Ельник бруснично-черничный — *Piceetum vacciniosomyrtillosum*. Одна из наиболее распространенных ассоциаций ельников, отвечающая средним условиям лесопроизрастания данной местности. Покрытие крон 0,7—0,8; высота древостоя 23—24 метра. Травяно-кустарничковый ярус разреженный, покрывает 30—40% площади. К чернике и бруснике, распределенным в покрове довольно равномерно, примешиваются все травянистые виды, характерные для елового леса. Моховой ярус покрывает 80—90% поверхности почвы, иногда в нем значительно участие *Rhythidiadelphus triquetrus*.

Следующие четыре ассоциации стоят довольно близко друг к другу и являются, скорее всего, освещенными дериватами бруснично-черничного ельника.

4. Ельник костянично-брусничный — *Piceetum rubosovaccinosum*.

5. Ельник травяно-брусничный — *Piceetum herbosovaccinosum* (на более сухих супесчаных почвах).

6. Ельник травяно-бруснично-черничный — *Piceetum herbosovaccinosomyrtillosum*.

7. Ельник травяно-черничный — *Piceetum herbosomyrtillosum* (на более тяжелых, более увлажненных почвах).

8. Ельник вейничниковый — *Piceetum calamagrostidetosum*, — наиболее широко распространенная ассоциация в этой группе. Качество древостоя (по сравнению с вышеупомянутыми ассоциациями) ухудшается, его разреженность увеличивается и становится более неравномерной; сомкнутость крон 0,4—0,5; средняя высота взрослых елей 24—26 м, но древостой очень разновозрастный и разновысотный; много «окон». Значительная примесь березы, местами — сосны. Подрост приручен, главным образом, к «окнам», обильный, в хорошем состоянии. Есть редкий подлесок из рябины, ольхи, шиповника. Покрытие травяно-кустарничкового яруса составляет 70—80% — значительно больше, чем в предыдущих ассоциациях. Главнейшие представители: вейник тростниковидный, черника. Мхи встречаются, главным образом, под кронами, покрывают от 30 до 60% поверхности почвы.

9. Ельник хвощево-вейничниковый — *Piceetum equisetoso-calamagrostidetosum*. Встречается по слабопониженным элементам рельефа. Древостой столь же редкий, качество еще ниже; стволы, плохо очищенные от сучьев, поднимаются на высоту 18—20 метров. Зеленых мхов еще меньше. В западинках появляются сфагны. В подлеске много ольхи — *Alnus incana*. Травянистый ярус густой; наряду с *Calamagrostis arundinacea* и *Geranium silvaticum* в обилии встречается хвощ — *Equisetum silvaticum*.

II группа. ЕЛЬНИКИ ТРАВЯНЫЕ — PICEETA HERBOSA

1. Ельник приручейный (таволговый) — *Piceetum ulmariosum*. Приурочен к местообитаниям с богатыми почвами и обильным проточным увлажнением. Он тянется узкой полосой по многочисленным ручьям. Рост ели хороший, средняя высота 26—27 м; стволы сильно сбежистые; покрытие крон 0,5—0,6. Значительна примесь березы, иногда — осины.

Хорошо развит подлесок: высота его 1,5—3 м; покрытие 0,4—0,6; главные представители: *Padus racemosa*, *Tilia cordata*, *Ribes nigrum*, *Rhamnus frangula*, *Sorbus aucuparia*.

Травянистый ярус также хорошо развит: высота его 1—1,5 м, покрытие 60—80%; главные представители — *Filipendula ulmaria*, *Athyrium filix femina*, *Cirsium oleraceum*, *Struthiopteris filicastrum*.

Моховой ярус сложен неравномерно. Кочковатый микрорельеф позволяет зеленым мхам селиться по вершинам кочек вместе с черникой, брусничкой, грушанкой круглолистной (и другими видами, свойственными ельнику-зеленомошнику). По склонам кочек селятся гиппум, отчасти сфагны и более влаголюбивое разнотравие (*Crepis paludosa*, *Equisetum silvaticum* и др.). Днища мочезин обычно представляют собой голую подстилку из прошлогодних листьев.

2. Березово-еловый таволговый лес — *Betuleto-Piceetum ulmariosum*. Встречается по слабым плоским понижениям со скрыто-проточным увлажнением. Рост ели значительно хуже, чем в предыдущей ассоциации. Общее покрытие крон 0,4—0,5; средняя высота ели 18—20 м, березы 20—22 м; древесина ели резкопериодичная. Надо отметить также, что покрытие древесного полога крайне неравномерное, много больших «окон». Возобновление не обильное и подрост сильно угнетенный. Возобновление березы (*Betula pubescens*) хорошее. По составу и сложению подлеска и травянистого яруса эта ассоциация стоит очень близко к предыдущей. Подлесок состоит из тех же видов, но значительно реже, покрытие 0,2—0,3. Микрорельеф кочковатый: на кочках черника, кислица, в мочезинах — таволга, лесной хвощ и др.

3. Березово-еловый вейничниковый лес — *Betuleto-Piceetum calamagrostidetosum*. Встречается на еще более заболоченных местообитаниях со скрытой проточностью. Древесный ярус сильно разреженный, общее покрытие крон 0,3; высота ели 9—13 м, березы 13—15 м; единично встречается сосна; состояние ели крайне плохое: стволы тонкие (несмотря на возраст в 130—150 лет), неочищенные от сучьев, сплошь увешанные *Usnea barbata*; много засохших и упавших стволов; береза (исключительно *Betula pubescens*) на вид хорошо развитая, но часто с сердцевинной гнилью. Подрост ели отсутствует. Травяной покров густой, обильный, равномерный, 80 см высоты — это

почти чистая поросль вегетативных побегов *Calamagrostis lanceolata*, покрывающая до 90% всей площади. Моховой покров развит слабо. Микрорельеф не выражен. Эта ассоциация занимает наибольшую площадь в северо-восточном секторе заповедника, на берегу р. Сандалки.

(Указанная ассоциация по существу принадлежит к экологически однородной группе травяно-заболоченных лесов, в которой основная роль принадлежит березнякам — см. ниже).

III группа. ЕЛЬНИКИ СФАГНОВЫЕ — PICEETA SPHAGNOSA

Ассоциации этой группы распространены очень широко, но встречаются, как правило, небольшими фрагментами по слабым понижениям в массивах ельников-зеленомошников (резче выраженные понижения с мощным сфагновым покровом заняты сфагновым сосняком). Фрагментарность распространения затрудняет общую характеристику этой группы. Встречающиеся в заповеднике сфагновые ельники являются далеко не типичными их представителями. Торфянистый слой незначительной толщины, а потому и его влияние на состояние ели слабее, чем в типичных ассоциациях этой группы. Характерно также отсутствие обычного перехода между участками зеленомошного и сфагнового ельников в виде ценозов ельника-долгомошника (переход непосредственный). Это объясняется, видимо, малым плодородием почв.

Рассматриваемые в целом участки ельника сфагнового отличаются от прилегающих участков ельника-зеленомошника: несколько худшим ростом ели, большей изреженностью, большей примесью сосны, сильной изреженностью травяно-кустарничкового яруса и сплошным сфагновым ковром, сменяющим более рыхлый и неравномерный ковер зеленых мхов (господствует *Sphagnum Girgensonii*).

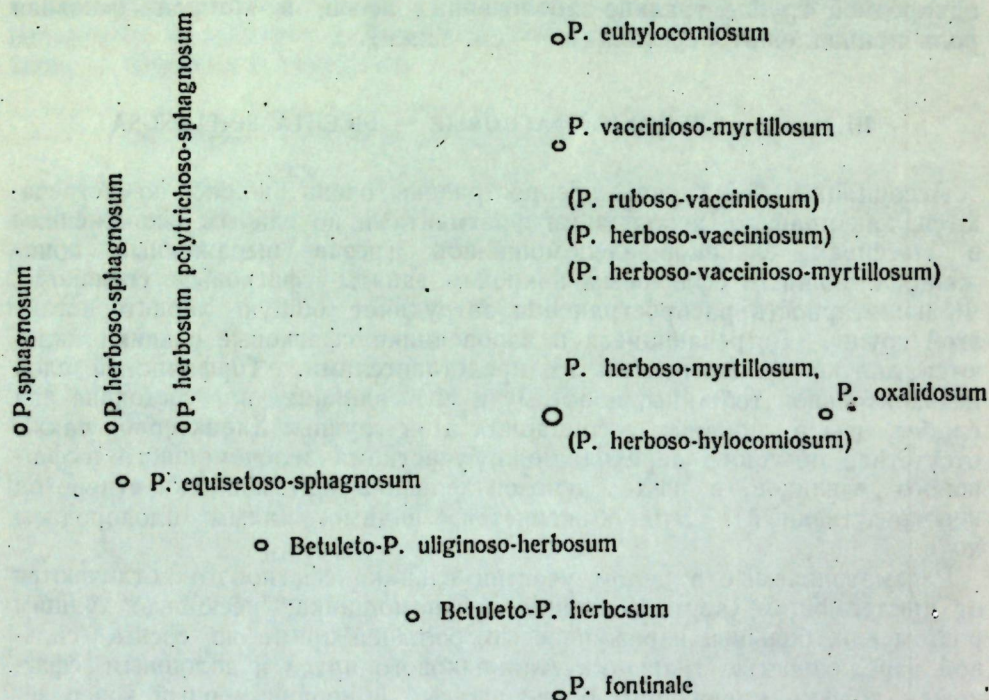
1. Ельник чистосфагновый — *Piceetum sphagnosum rigum*. Характерен для небольших, блюдцеобразных понижений со слабым дренажем. Травяно-кустарничковый ярус крайне редок.

2. Ельник травяно-политрихово-сфагновый — *Piceetum herboso-polytrichoso-sphagnosum*. Развивается при лучших условиях дренажа.

3. Ельник травяно-сфагновый — *Piceetum herboso-sphagnosum*. Развивается на более бедных почвах. Наиболее распространенная ассоциация, встречающаяся рассеянно в больших массивах ельников-зеленомошников (особенно на правом берегу Суны). Травянистый ярус представлен обычными видами ельников-зеленомошников: *Solidago virga aurea*, *Geranium silvaticum* и др.

4. Ельник хвощево-сфагновый — *Piceetum equisetoso-sphagnosum*. Стоит несколько особняком. Занимает довольно большое ровное пространство вдоль ручья по южной границе заповедника (правобережье Суны), примыкая к югу к *Piceetum fontinale*, к северу — к *Piceetum herboso-hylocomiosum*. Для него характерен ровный микрорельеф и исключительное господство в травянистом ярусе хвоща — *Equisetum silvaticum*. Ель сильно угнетена, плохо очищается от сучьев, покрытие крон 0,6—0,7; значительна примесь березы пушистой и осины (как в подлеске, так и в древесном ярусе). Много «окон». Подрост исключительно по «окнам». Небольшими фрагментами встречается и в центре массивов ельников-зеленомошников.

Эдафо-фитоценологический ряд еловых лесов заповедника можно представить в виде следующей схемы (в скобки взяты производные ассоциации).



СОСНОВЫЕ ЛЕСА

I группа. СОСНЯКИ-ЗЕЛЕНОМОШНИКИ — PINETA HYLOCOMIOSA

Занимают центральные водораздельные пространства, равнинные и слабосхолмленные, с песчаными и супесчаными подзолистыми почвами. Ассоциация этой группы представлена в заповеднике, главным образом, разреженными взрослыми насаждениями. Разреженность зависит от воздействия человека: повсюду следы выборочной рубки, стволы, поваленные артиллерийским обстрелом, большие расчищенные площади. Большинство участков носит также следы низового пожара (обгоревшие основания стволов).

Древостой одноярусный, чисто сосновый, средняя высота его 25—26 м, покрытие крон 0,3—0,5. Естественное распределение стволов по площади равномерное. Подлесок отсутствует. Подрост сосны обильный, в хорошем состоянии, особенно обильный по многочисленным «окнам».

Видовой состав травяно-кустарничкового яруса очень бедный; главные представители: черника, брусника, вереск, в травянистых вариантах —вейник тростниковидный; общее покрытие яруса 30—40%.

Степень развития мохового яруса сильно варьирует. Господствующие мхи: *Hylocomium proliferum*, *Pleurozium Schreberi*; к мхам прирешиваются лишайники: *Cladonia silvatica* С. *rangiferina*, *C. alpestris*. В наиболее сухих вариантах и на участках, сравнительно недавно под-

вергнувшись воздействию низового пожара, преобладает голая, усыпанная хвоей поверхность. Реже моховой покров сплошной.

В пределах заповедника встречены следующие ассоциации.

1. Сосняк бруснично-лишайниково-зеленомошный — *Pinetum vaccinioso-cladinoso-hylocomiosum*. Ассоциация переходная между сосняком-беломошником и сосняком-зеленомошником. Травяно-кустарничковый ярус разреженный, низкий (10—15 см высотой). Мохово-лишайниковый ярус развит хорошо, покрывает 80—90% поверхности почвы.

2. Сосняк чистозеленомошный — *Pinetum euhylocomiosum*. Встречается очень редко, небольшими фрагментами. Занимает участки, по сухости промежуточные между участками, занятыми сосняком-брусничником и сосняком-черничником. Часто это также более молодые насаждения с большей сомкнутостью крон (0,4—0,5). Характеризуется почти полным отсутствием травяно-кустарничкового яруса и сплошным моховым ковром.

3. Сосняк-брусничник — *Pinetum vacciniosum*. Типичный бор-брусничник, встречается тоже редко и небольшими площадями. В травяно-кустарничковом ярусе высотой 10—15 см исключительное господство брусники, покрывающей 70—80% площади. Моховой ярус развит значительно слабее, чем в предыдущей ассоциации, преобладает *Pleurozium Schreberi*.

4. Сосняк бруснично-черничный — *Pinetum vaccinioso-myrttillosum*. Встречается гораздо чаще. Черника и брусника встречаются в одинаковом обилии и покрывают вместе 30—40% всей поверхности почвы. Из трав характерны *Calamagrostis arundinacea* и *Solidago virgo aurea*. Моховой ярус лишен примеси лишайников, развитие его среднее.

Наибольшую площадь занимают дериваты двух последних ассоциаций, возникшие под влиянием низового пожара, а именно:

5. Сосняк-верещатник — *Pinetum callunosum* и

6. Сосняк бруснично-вересковый — *Pinetum vaccinioso-callunosum*. Последний является, очевидно, стадией восстановления бора-брусничника. Травяно-кустарничковый ярус в этих двух ассоциациях достигает высоты 30—40 см и отличается, главным образом, вереском, обильно цветущим, в отличие от брусники, которая в борах отличается очень слабым плодоношением.

7. Сосняк-черничник — *Pinetum myrttillosum*. Приурочен к более богатым и влажным почвам и является переходом к более широко распространённым травянистым вариантам сосняков (см. две следующие ассоциации).

8. Сосняк травяно-черничный — *Pinetum herboso-myrttillosum* и

9. Сосняк травяно-зеленомошный — *Pinetum herboso-hylocomiosum* — развиваются на более влажных почвах и имеют более богатый, пышно развитый травяно-кустарничковый ярус, в котором наряду с полукустарничками в обилии встречаются *Calamagrostis arundinacea*, *Cirsium heterophyllum*, *Solidago virgo aurea*.

По гребням крупнокаменистых узких селёг, среди ельников встречаются своеобразные сосняки, в которых над зелеными мхами преобладают отчасти корковые лишайники на поверхности камней, отчасти *Polytrichum strictum* — в расщелинах между камнями. Но в основном

их фитоценологическая структура такая же, как у сосняков-зеленомошников. В подросте иногда ель. Это:

10. Сосняк каменный — *Pinetum petrosum*. От сосняков черничников и травяно-зеленомошников существует ряд переходов к соснякам травяным.

II группа. СОСНЯКИ ТРАВЯНЫЕ — PINETA HERBOSA

Ассоциации этой группы в заповеднике распространены мало. Занимают ровные площадки с супесчаными почвами по краю водораздельного плато между реками Суна и Сандалка (юго-восточный сектор заповедника).

Древостой столь же высокий и однородный, как в ассоциациях предыдущей группы, но сосны более крупные (диаметр стволов больше). Есть примесь березы.

Подлесок развит слабо. Подрост сосны не столь обилен, как в ассоциациях сосняка-зеленомошника, но состояние его хорошее. Встречается также подрост ели.

В травяно-кустарничковом ярусе, наряду с черникой и брусникой, обильно разрастаются костяника, вейник тростниковидный, герань, золотая розга. Покрытие яруса 60—70%.

По степени развитости мохового покрова можно выделить две ассоциации:

1. Сосняк зеленомошно-травяной — *Pinetum hylocomio-herbosum*.

2. Сосняк травяной — *Pinetum herbosum*. Возможно, что обе они являются производными ассоциациями, которые в будущем сменяются ельниками.

Явно временный характер носит:

3. Березово-сосновый травяной лес — *Betuleto-Pinetum herbosum*. Соотношение древесных пород очень изменчиво. Наряду с *Betula verrucosa* встречается и *B. pubescens*. Всегда присутствует еловый подрост, разновозрастный, в хорошем состоянии; подрост сосны и березы менее обилен. Травянистый ярус отличается однородностью; господствует все тот же вездесущий *Calamagrostis arundinacea*. Такой лес занимает довольно большой участок на пониженной ровной площадке южного сектора заповедника. По всем признакам в будущем сменится ельником.

III группа. СОСНЯКИ СФАГНОВЫЕ — PINETA SPHAGNOSA

Эта группа представлена в заповеднике очень разнообразными группировками, которым трудно дать общую характеристику. В то же время обилие переходов затрудняет выделение ассоциаций.

На сфагновых болотах заповедника сосна представлена или своей обычной формой — крупным деревом, не отличающимся от сосен заболоченных участков (на крупнокочковатых сфагновых болотах с хорошо развитым ярусом болотных кустарничков), или двумя болотными формами: *Pinus silvestris* f. *uliginosa* Abol. — дерево высотой 10—12 м, со стволом, до половины очищенным от сучьев, и *P. s. f. Litwinowi* Sukacz. — дерево высотой 2—4 м с овальной кроной и корявыми ветвями.

Обе эти формы встречаются одинаково часто на олиготрофных и

мезотрофных болотах с большим увлажнением, со слабокочковатым или ровным сфагновым ковром, на котором болотные кустарнички развиваются значительно хуже.

Сфагновые болота развиваются в сравнительно глубоких замкнутых понижениях и образуются как за счет заболачивания озер, так и путем заболачивания сухого леса. В первом случае возникают варианты безлесных болот или болот с ровным или слабокочковатым сфагновым ковром, по которому разбросаны редкие низкие сосны. Во втором случае — высокоствольный заболоченный сосняк.

Можно грубо выделить три крупные группировки.

1. Сосняк сфагновый крупнокочковатый (сосняк багульно-кассандровый) — *Pinetum ledoso-cassandrosum*. Высота древесного яруса 16—20 м; покрытие 0,3—0,4. Покрытие кустарничков 70—80% (багульник, кассандра, морощка, подбел). Обычно примесь березы (*Betula pubescens*). Подрост сосен хороший.

2. Сосняк сфагновый слабокочковатый — *Pinetum mixtosphagnosum* (с равным основанием можно считать — *Sphagnetum pinosum*). На мощном более или менее ровном сфагновом ковре разбросанные редкие сосны высотой от 4—6 до 10—12 м. Покрытие крон 0,2 и меньше; диаметр стволов 4—8 см. Кустарнички и травы покрывают 40—50% всей поверхности сфагнового ковра, и они значительно ниже, чем в предыдущей группировке. Преобладает кассандра.

3. Березово-сосновый осоково-сфагновый лес — *Betuleto-Pinetum caricoso-sphagnosum*. Развивается в условиях скрытого водостока (например, болото у северного берега озера Гима-Лампи). Древесный ярус сложен сосной и березой пушистой; высота его 8—10 (16) м; покрытие крон 0,2—0,3. Сфагновый ковер ровный или почти ровный. Травяной ярус хорошо развит, высотой 80 см, сложен, главным образом, щетинистыми вегетативными побегами *Carex lasiocarpa*, иногда с большей или меньшей примесью *Menyanthes trifoliata*, образующей нижний подъярус.

IV группа. СОСНЯКИ-БЕЛОМОШНИКИ — PINETA CLADINOSA

Бор-беломошник представлен в заповеднике плохо. Большинство группировок либо переходные к зеленомошникам, либо верещатники, лишайниковый покров которых скорее всего результат низового пожара. Эти участки леса пострадали от человека еще сильнее, чем боры-зеленомошники — здесь было больше вырубок, и поэтому они еще сильнее освещены. По сложению ярусов и по видовому составу (за исключением господства кладоний в нижнем ярусе) эти сосняки ничем не отличаются от типичных сосняков-зеленомошников. Встречены ассоциации:

1. Сосняк брусничный зелено-беломошный — *Pinetum vaccinosum hylocomioso-cladinosum*.

2. Сосняк бруснично-вересковый беломошный — *Pinetum vaccinoso-callunosum cladinosum*.

3. Сосняк вересково-брусничный зеленомошно-беломошный — *Pinetum callunoso-vaccinosum hylocomioso-cladinosum*.

На центральном плато в кв. 129 обширная вырубка занята разновозрастными молодыми сосновыми насаждениями, которые можно почитать за

4. Сосняк-беломошник — *Pinetum eucladinosum*. Характеризуется

пышно развитым ковром кладоний на песчаной почве. Повидимому, и здесь развитие лишайников — результат освещения (хотя есть участки и взрослого бора-беломошника).

Таковы основные ассоциации сосняков, встречающихся в заповеднике.

У западного берега озера Гима-Лампи, на крутом восточном склоне встречается ассоциация —

Сосняка коротконожкового — *Pinetum brachypodiosum* с обильным *Brachypodium pinnatum*. По окраине болота в кв. 129 встречаются фрагменты ассоциации сосняка чернично-долгомошного — *Pinetum myrtilloso-politrichosum*.

Все эти ассоциации сосняков можно уложить в следующий эдафо-фитоценологический ряд:

o P. sphagnosum	o P. ledoso-cassandrosum	o P. myrtilloso-polytrichosum	o P. cladinosum	
			o P. vacciniosum hylocomioso-cladinosum	
			o P. vacciniosum (P. callunosum) (P. vaccinioso-callunosum)	
			o P. euhylocomiosum	
			o P. vaccinioso-myrtillosum	
			o P. myrtillosum	o P. brachypodiosum
			o P. herboso-myrtillosum	
			o P. herboso-hylocomiosum	
			o (P. hylocomioso-herbosum)	
			o (P. herbosum)	
			o (P. Betuleto-P. herbosum)	
			o Betuleto-P. caricoso-sphagnosum	

БЕРЕЗОВЫЕ ЛЕСА

Все березовые леса заповедника можно разбить на две группы: первичные травяно-заболоченные березняки и вторичные травяные березняки.

I группа. ТРАВЯНО-ЗАБОЛОЧЕННЫЕ БЕРЕЗНЯКИ — BETULETA ULIGINOSA

Характерные группировки ровных пониженных пространств со скрытым водостоком. По своему сложению и видовому составу травянистого яруса они довольно однородны, по составу древесного яруса делятся на три ассоциации:

1. Елово-сосново-березовый травяно-заболоченный лес — *Piceeto-Pinetum-Betuletum uliginosum*.
2. Сосново-березовый травяно-заболоченный лес — *Pineto-Betuletum uliginosum*.

3. Березовый травяно-заболоченный лес — *Betuletum uliginosum*. Для всех характерен редкий, угнетенный низкий древостой. Покрывание крон 0,2—0,3; высота 10—14 м, средний диаметр стволов 10—12 см. Особенно плохо чувствует себя ель; она ниже, много сухостоя. Взрослые экземпляры в возрасте 150—180 лет достигают высоты всего 8—10 м при диаметре ствола 8—10 см. Сосна чувствует себя лучше — экземпляры 40—60-летнего возраста достигают высоты 13—14 м. Береза *Betula pubescens* при высоте 13—14 м достигает диаметра 10—12 см, внешние признаки угнетения (кроме низкого роста) отсутствуют, но часто встречается сердцевинная гниль. На всех деревьях обильно имеется *Usnea barbata*.

Травянистый ярус хорошо развит, высокий (до метра и более), господствует *Calamagrostis lanceolata*, *Equisetum silvaticum*, *Carex lasiocarpa*, *Phragmites communis* с большей или меньшей примесью болотных кустарничков. Покрывание травянистого яруса 60—80%. Сфагновый покров угнетен то в большей, то в меньшей степени. Почвы торфяно-болотные, мокрые.

Эти три ассоциации плюс вышеописанная ассоциация *Betuleto-Pinetum uliginoso-herbosum* составляют экологически единую группу травяно-заболоченных лесов. Они связаны взаимными переходами и часто представлены рядом на одном болотном массиве (встречаются в пределах заповедника только на левом берегу Суны).

II группа. БЕРЕЗНЯКИ ТРАВЯНИСТЫЕ — BETULETA HERBOSA

Временники, представленные рядом переходов от чистых березняков к ельникам-зеленомошникам.

1. Молодой травянистый березняк — *Betuletum herbosum juvenale*. Заросли молодого березняка (2—4 м высотой), иногда представляющие сплошную чащу, иногда более редкие, перемежающиеся с полевицевыми и щучковыми лужками. Особенно характерны для осушенного участка болота в северном секторе заповедника.

2. Травянистый березняк — *Betuletum herbosum*. Взрослый березовый лес с примесью осины на довольно сильно увлажненных местообитаниях. В травяно-кустарничковом ярусе, на более сухих участках преобладает *Calamagrostis arundinacea* с примесью костяники, брусники; на более влажных — *Calamagrostis lanceolata*, *Equisetum silvaticum*. Зеленых мхов мало.

3. Травянистый березняк с елью — *Betuletum herbosum cum Picea excelsa*. Наиболее распространенная группировка — березняк с еловым подростом. Широко распространен по левому берегу Суны. У берега к березе примешиваются крупные осины. Ель образует разрозненный разновозрастный подрост, есть отдельные взрослые экземпляры. Подлесок развит слабо. Травяно-кустарничковый ярус хорошо выражен и очень богат по видовому составу, так как сочетает виды, характерные как для зеленомошников, так и для травянистых лесов. Господствующие виды: вейник тростниковидный, майник, черника, лесная герань, золотая розга, чина весенняя.

4. Елово-березовый травяно-зеленомошный лес — *Piceeto-Betuletum herboso-hylocomiosum*. Предпоследняя стадия восстановления елового леса через березняки. Ель образует второй древесный подъярус. Еловый полог благоприятствует развитию зеленых

мхов в ущерб травяно-кустарничковому ярусу. По составу и сложенности нижних ярусов эта группировка стоит ближе к ельнику-зеленомошнику, чем к травянистому березняку.

БОЛОТА БЕЗЛЕСНЫЕ

Наиболее распространенной ассоциацией низинных сфагновых болот является ассоциация *Sphagnetum caricoso-scheuchzeriosum*, представляющая собой одну из первых стадий заболачивания лесных озер путем нарастания сфагнового ковра. На зыбком сфагновом ковре растут низкие осочки 12—16 см высотой: *Carex limosa*, *C. chordorrhiza*, *C. pauciflora*, к ним присоединяется *Scheuchzeria palustris* и *Rhynchospora alba*. По краю на эту ассоциацию ведут наступление болотные кустарнички.

Железистые ключики в массивах елового леса окружены небольшими фрагментами ключевых моховых болот, представляющих собой плотные подушки обычно одного вида мха. Эти ассоциации формаций *Palludeleta*, *Mniumeta*, *Drepanocladiaeta*.

На севере заповедника расположено обширное осоковое болото — *Caricetum lasiocarpae purum*. Осока шершавоплодная со своими щетинистыми, преимущественно вегетативными побегами поднимается до высоты 70—80 см. Примесь других видов незначительна. *Equisetum heleocharis*, *Menyanthes trifoliata* образуют очень редкий нижний подъярус. Очень рыхлая подстилка, подвешанная между стеблями осоки, поднимается на высоту до 20 см от поверхности почвы. Моховой ярус не развит — представлен отдельными угнетенными стебельками сфагноума и мниума.

ЛУГА

Все луга в заповеднике вторичного происхождения. Небольшие луговые площади обычно сложно-комплексного строения, и в лугах легче разобраться, если разбить их на три группы не по ботаническому составу, а по условиям увлажнения занимаемых ими местообитаний.

I группа. ЛУГА БОГАТЫХ ОБИЛЬНО ПРОТОЧНО-УВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ (по берегам Чечкина-ручья, отчасти по берегу Сандалки). Травостой высокий, сложенный обычно немногими видами. Наиболее характерны:

A. *Вейниковые луга* (сложенные *Calamagrostis lanceolata*).

1. Вейничник щучковый — *Calamagrostidetum deschampsiosum*.

2. Вейничник чистый — *Calamagrostidetum purum*. Представляют собой густые заросли высотой до 100—120 см. Нижний травянистый подъярус не развит. Моховой покров развит слабо. Покров вейника достигает 80—95%. К нему присоединяется в различной степени обилия *Deschampsia caespitosa*, *Filipendula ulmaria*, *Thalictrum simplex*.

B. *Осоковые луга*, сложенные *Carex caespitosa*, образующей плотные высокие кочки высотой 80—100 см. Встречены ассоциации:

3. Осочник чистый — *Caricetum purum*.

4. Осочник вейниковый — *Caricetum calamagrostidetosum*. При худших условиях дренажа переходит в

5. Осочник разнотравный — *Caricetum mixtoherbosum*, где наряду с осокой начинает играть роль *Trollius europaeus*, *Filipendula ulmaria*, *Alchimilla* и другие виды разнотравия и злаков.

C. *Канареечниковые луга*.

По песчаным прирусловым отмелям реки Сандалки встречаются:

6. Канареечник чистый — *Digraphietum purum*.

D. *Крупноразнотравные луга*.

Дальше от русла, в условиях большей застойности влаги, развиваются высокие заросли таволги.

7. Таволожник чистый — *Filipenduletum purum*.

8. Таволожник вейниковый — *Filipenduletum calamagrostidetosum* с обилием *Calamagrostis lanceolata*.

Берег реки Суны окаймлен узкой полосой зарослей *Carex gracilis*, *C. vesicaria*.

II группа. ЛУГА БЕДНЫХ ЗАСТОЙНО-УВЛАЖНЕННЫХ ПОЧВ РАЗЛИЧНОЙ СТЕПЕНИ ЗАБОЛОЧЕННОСТИ. Приурочены, главным образом, к небольшим лесным вырубкам, занимающим плакорное положение в массивах еловых лесов. Травостой низкий. Видовой состав очень богат. Это, главным образом, мелкоосоковые и осоково-смешанно-разнотравные луга. Для этих луговых клочков характерна необычайная комплексность сложения; они состоят из сотни фрагментов, каждый из которых представляет собой какой-либо этап заболачивания или зарастания вырубки. Для них характерно обилие таких представителей разнотравия, как купальница, манжетка, мелкие осоки: *Carex pallescens*, *C. canescens*, *C. acuta* и др.

На более сухих участках значительно участие полевицы обыкновенной, на более заболоченных — пушицы, осоки дернистой. На преобладающей площади все же ощутимо преобладают мелкие осоки. Эти участки несколько лет не косились, молодые побеги с трудом пробиваются сквозь плотный мертвый покров, и в травостое образуются проплешины.

По опушкам лесных участков и по свежим вырубкам (правый берег Суны) развиваются пятново-зарослевые ценозы — заросли сныти, иван-чая, *Aconitum excelsum*.

III группа. ЛУГА БЕДНЫХ БОЛЕЕ ИЛИ МЕНЕЕ ХОРОШО ДРЕНИРОВАННЫХ ПОЧВ (по левому берегу Суны у поселка). Это злаковые луга. Луговые участки более однородные, чем участки второй группы, но также являются комплексными. Травостой средней высоты и густоты (60—70 см, 60—75%); злаковый, мелкоосоково-злаковый или разнотравно-злаковый. Всегда ясно выражено преобладание злаков. Господствует обычно *Agrostis vulgaris*. Моховой ярус развит слабо.

Полевицевые луга представлены следующими ассоциациями.

1. Полевичник чистый — *Agrostidetum purum*.

2. Полевичник овсяничниковый — *Agrostidetum festucosum*.

3. Полевичник тимфеечно-овсяничниковый — *Agrostidetum phleoso-festucosum*.

4. Полевичник душистоколосковый — *Agrostidetum anthoxantosum*.

5. Полевичник лютиковый — *Agrostidetum ranunculosum*. Для всех характерен нижний травянистый ярус из мелких осок: *Carex pallescens*, *C. canescens*, *C. flava*.

На участках с лучшим дренажем встречаются:

6. Овсянничник полевичный — *Festucetum agrostidetosum*.
7. Душистоколосковник разнотравный — *Anthoxan-*
tetum mixtoherbosum. Он дает наименьшую растительную массу; часто
встречается среди зарослей молодого березняка по левому берегу
Суны.

В условиях затрудненного дренажа в комплекс этих луговых участ-
ков входят также щучники и белоусники (они встречаются и на лугах
второй группы):

8. Щучник душистоколосковый — *Deschampsietum*
anthoxantosum.

9. Щучник полевичный — *Deschampsietum agrostidetosum*.

10. Щучник осоковый — *Deschampsietum caricosum* (с *Carex*
vesicaria).

11. Белоусник осоковый — *Nardetum caricosum* (с *Carex*
acuta).

По производительности на первом месте среди лугов стоят ценозы
первой группы, на последнем — ценозы второй группы. Наиболее цен-
ными в качественном отношении являются злаковые ценозы третьей
группы.

СПИСОК АССОЦИАЦИЙ, ВСТРЕЧЕННЫХ В ЗАПОВЕДНИКЕ

Формация *Piceeta*

I группа ассоциаций. *Piceeta hylocomiosa*.

- 1 асс. *Piceetum oxalidosum*.
- 2 " " *euhylocomiosum*.
- 3 " " *vaccinoso-myrttilosum*.
- 4 " " *ruboso-vaccinosum*.
- 5 " " *herboso-vaccinosum*.
- 6 " " *herboso-vaccinoso-myrttilosum*.
- 7 " " *herboso-myrttilosum*.
- 8 " " *calamagrostidetosum*.
- 9 " " *equisetosum-calamagrostidetosum*.

II группа ассоциаций. *Piceeta herbosa*.

- 1 асс. *Piceetum ulmariosum*.
- 2 " *Betuleto-Piceetum ulmariosum*.
- 3 " " *calamagrostidetosum*.

III группа ассоциаций. *Piceeta sphagnosa*.

- 1 асс. *Piceetum sphagnosum purum*.
- 2 " " *herboso-polytrichoso-sphagnosum*.
- 3 " " *herboso-sphagnosum*.
- 4 " " *equisetosum-sphagnosum*.

Формация *Pineta*

I группа ассоциаций. *Pineta hylocomiosa*.

- 1 асс. *Pinetum vaccinoso-cladinoso-hylocomiosum*.
- 2 " " *euhylocomiosum*.
- 3 " " *vaccinosum*.
- 4 " " *vaccinoso-myrttilosum*.
- 5 " " *callunosum*.
- 6 " " *vaccinoso-callunosum*.
- 7 " " *myrttilosum*.
- 8 " " *herboso-myrttilosum*.
- 9 " " *herboso-hylocomiosum*.
- 10 " " *petrosum*.

II группа ассоциаций. *Pineta herbosa*.

- 1 асс. *Pinetum hylocomioso-herbosum*.
- 2 " " *herbosum*.
- 3 " " *Betuleto-Pinetum herbosum*.

III группа ассоциаций. *Pineta sphagnosa*.

- 1 асс. *Pinetum ledoso-cassandrosum*.
- 2 " " *mixtosphagnosum*.
- 3 " *Betuleto-Pinetum caricoso-sphagnosum*.

IV группа ассоциаций. *Pineta cladinoso*.

- 1 асс. *Pinetum vaccinosum hylocomioso-cladinosum*.
- 2 " " *vaccinoso-callunosum cladinosum*.
- 3 " " *callunoso-vaccinosum hylocomioso-cladinosum*.
- 4 " " *eucladinosum*.

Формация *Betuleta*

I группа ассоциаций. *Betuleta uliginosa*.

- 1 асс. *Piceeto-Pineto-Betuletum uliginosum*.
- 2 " *Pineto-Betuletum uliginosum*.
- 3 " *Betuletum uliginosum*.

II группа ассоциаций. *Betuleta herbosa*.

- 1 асс. *Betuletum herbosum juvenale*.
- 2 " " *herbosum*.
- 3 " " *cum Picea excelsa*.
- 4 " *Piceeto-Betuletum herboso-hylocomiosum*.

Формация *Sphagneta*

Ассоциация *Sphagnetum caricoso-scheuchzeriosum*.

Формация *Cariceta*

Ассоциация *Caricetum lasiocarpae purum*.

Формация ключевых болот

Palludeleta, *Mniumeta*, *Drepanocladia*.

Луговые ассоциации

I группа. Луга богатых обильно проточно-увлажненных почв.

- 1 асс. *Calamagrostidetum deschampsiosum*.
- 2 " " *purum*.
- 3 " *Caricetum purum*.
- 4 " " *calamagrostidetosum*.
- 5 " " *mixtoherbosum*.
- 6 " *Digraphietum purum*.
- 7 " *Filipenduletum purum*.
- 8 " " *calamagrostidetosum*.

II группа. Луга бедных застойно-увлажненных почв.

Мелкоосоковые и осоково-разнотравные ассоциации.

III группа. Луга бедных более или менее хорошо дренированных почв
(злаковые луга).

- 1 асс. *Agrostidetum purum*.
- 2 " " *festucosum*.
- 3 " " *phleoso-festucosum*.
- 4 " " *anthoxantosum*.
- 5 " " *ranunculosum*.

6 acc.	Festucetum	agrostidetosum.
7 "	Anthoxantetum	mixtoherbosum.
8 "	Deschampsietum	anthoxantosum.
9 "	"	agrostidetosum.
10 "	"	caricosum.
11 "	Nardetum	caricosum.

М. Л. Ramenskaja

VALTION RAUHOITUSPIIRIN „KIVATSH“-IN KASVULLISUUDESTA

YHTEENVETO

Rauhoituspiiri «Kivatsh» sijaitsee Suna-joen Kivatsh-kosken lähetyvillä, joen kummallakin rannalla. Se on rauhoitettu metsäpiiri, Neuvostoliiton metsävyöhykkeen «keskisen taigan» tyypillinen piiri, tyypillinen «karjalainen» maisema; pohjoisesta etelään kulkevien kapeiden selänteiden vuorottelu kapeiden, samansuuntaisten alanteiden kanssa on luonut ehdot sille, että rauhoituspiirissä kasvaa Karjalan keskisen taigan kaikkia tärkeimpiä puulajeja. Suna- ja Sandalka-joen välinen kiekka-peräinen ylänkö sekä Sunan eikealla rannalla oleva ylänkö ja suurimpien selänteiden harjanteet kasvavat mäntyjä. Vedenjakajien ja selänteiden rinteet kasvavat erilaisia kuusia. Alankoja peittävät mäntymetsät ja osittain avonaiset suot, jotka ovat muodostuneet pienten metsäjärvien umpeenkasvamisen kautta. Laajoja alankoja peittävät rämettyneet sekametsät alhaisine puulajineen. Monilukuisten pikkupurojen rannikkoja pitkin venyy kapeana kaistaleena kuusikko. Pieni pinta-ala rauhoituspiiristä on metsä-, suo- ja luhtaniittyjen peittämää. Rauhoituspiirin kasvullisuuden yleisen luonnehtimisen jälkeen esitetään kirjoituksessa systematisoitu luettelo kaikista siellä tavattavista kasvilajeista.

Проф. Д. В. БУБРИХ
Член-корреспондент Академии наук СССР

О ФИНСКИХ СЛУЧАЯХ ИСТОРИЧЕСКИ НЕЯСНОГО еІ
В НЕ-ПЕРВЫХ СЛОГАХ СЛОВА

В финском языке наблюдается довольно значительное количество случаев исторически неясного еІ в не-первых слогах слова.

В части случаев еІ укладывается в план старых (нестяженных) дифтонгов. В этих случаях оно выступает вместо ожидаемого і.

Примеры еІ вместо і:

1) В некоторых западных диалектах финского языка и в старом письменном финском языке — глагольные формы прошедшего времени вроде *kärseln* «я терпел» (наст. вр. *kärsin* «я терплю», основа *kärsi-*). В современном литературном финском языке употребляются закономерные формы вроде *kärsin* «я терпел» (без отличия от *kärsin* «я терплю»).

2) В современном литературном финском языке, как и в некоторых западных диалектах и в старом письменном языке — именные формы множественного числа вроде *rivellssä* «в рядах» (ед. ч. *rivissä* «в ряду», основа *rivi-*).

В других случаях еІ укладывается в план новых (стяженных) дифтонгов. В этих случаях оно выступает вместо ожидаемых долгого іі или составляющего два слога іе.

Примеры еІ вместо долгого іі:

1) В современном литературном финском языке — именные формы множественного числа вроде *kaUnelssa* наряду с *kaUniiissa* «в красивых» (ед. ч. *kaUniiissa*, основа *kaUnii-*).

2) В современном литературном финском языке — образования превосходной степени вроде *kaUneln* наряду с *kaUniin* «красивейший» (от *kaUnis* «красивый» с основой *kaUnii-*).

Примеры еІ вместо составляющего два слога іе:

1) В современном литературном финском языке — именные формы генитива множественного числа вроде *riveln* наряду с *rivien* «рядов» (основа *rivi-*).

2) В современном литературном финском языке — глагольные обра-

зования длительного вида вроде *ristellä* вместо *ristiellä* «крейсировать» (от *risti* «крест» с основой *risti-*)¹.

Перечисленные старые и новые случаи *eI* представляют собою загадку. Они тем более загадочны, что чаще всего существуют рядом со случаями, которые должны признаваться фонетически закономерными.

Естественно возникает догадка, что в основе всех этих случаев лежат какие-то аналогические сдвиги, своеобразно преломленные.

Так оно и есть. Оказывается, что в финском языке в разные эпохи могло возникать аналогическое *ii*, но это *ii* затем всегда переходило в *eI*. Замена аналогического *ii* через *eI* по своему существу совершенно понятна: в дифтонге *ii* составляющие части едва различаются, и их достаточное различие достигается только на основе качественного сдвига в первой составляющей части.

Чтобы убедиться в том, что дело так и обстоит, рассмотрим приведенные случаи.

Сначала о случаях *eI* вместо *i*.

1) Существуют фонетически закономерные случаи вроде *anna* «дам» — *annaIn* «дал», *sano* «скажу» — *sanoIn* «сказал», *puhu* «говорю» — *puhuIn* «говорил». Под влиянием таких случаев могли возникнуть случаи вроде *kärsin* «терплю» — *kärsiIn* «терпел». Формы вроде *kärsiIn* переходили в формы вроде *kärseIn*. Толчком ко всему этому преобразованию было совпадение разных форм в случаях вроде *kärsin* «терплю» — *kärsin* «терпел».

2) Существуют фонетически закономерные случаи вроде *padassa* «в горшке» — *padoIssa* «в горшках», *kalvossa* «в колодце» — *kalvolssa* «в колодцах», *kolvussa* «в березе» — *kolvulssa* «в березах». Под влиянием таких случаев могли возникать случаи вроде *rivissä* «в ряду» — *rivilssä* «в рядах». Формы вроде *rivilssä* переходили в формы вроде *rivelssä*. Толчком ко всему этому было совпадение (первоначальное) форм в случаях вроде *rivissä* «в ряду» — *rivissä* «в рядах».

Теперь о случаях *eI* вместо долгого *ii*.

1) С некоторых пор появились фонетически закономерные случаи вроде *rikkaassa* «в богатом» — *rikkaIssa* «в богатых» (от *rikas*, основа *rikkaa-*). Под влиянием таких случаев строились и случаи вроде *kauniissa* «в красивом» — *kauniIssa* «в красивых» (от *kaunis*, основа *kaunii-*). Формы вроде *kauniIssa* переходили в формы вроде *kaunelssa*. Толчком ко всему этому было совпадение форм в случаях вроде *kauniissa* «в красивом» — *kauniIssa* «в красивых».

2) С некоторых пор появились фонетически закономерные случаи вроде *rikkaIn* «богатейший» (от *rikas*, основа *rikkaa-*). Под влиянием таких случаев появились и случаи вроде *kauniIn* «красивейший» (от *kaunis*, основа *kaunii-*). Образования вроде *kauniIn* переходили в образования вроде *kauneln*.

Наконец о случаях *eI* вместо составляющего два слога *ie*.

1) С некоторых пор появились фонетически закономерные случаи вроде *sana* «слово» — *sanaIn* «слов» и т. п. Под влиянием таких случаев появились и случаи вроде *riiv* «ряда» — *riivIn* «рядов». Формы вроде *riivIn* переходили в формы вроде *riiveln*.

2) С некоторых пор появились фонетически закономерные случаи вроде *silmällä* «осматривать, просматривать» от *silmä* «глаз». Под влия-

¹ К семантике данных слов ср. немецк. *kreuzen*, в частности, «крейсировать» (откуда *kreuzer* «крейсер») от *kreuz* «крест».

нием таких случаев появились и случаи вроде *ristillä* «крейсировать» («переезжать с места на место, перекрещивать пути»), от *risti* «крест». Образования вроде *ristillä* переходили в образования вроде *ristellä*. Обращает на себя внимание стойкость тенденции к переходу *ii* в *eI* в финском языке. Эта тенденция проявляла себя одинаково в самые различные эпохи, в самых различных по происхождению случаях.

* * *

После того, как выяснен переход *ii* в *eI* в финском языке, мы можем перейти к одному особому случаю этого перехода. Этот случай до сих пор был предметом самых неясных и в корне неверных суждений.

Чтобы подойти к этому случаю, надо, предварительно напомнить о древней трактовке старых (нестяженных) *I*-овых дифтонгов в не-первых слогах слова. Оставляя в стороне случаи, где такие *I*-овые дифтонги оказывались перед *ts* и *s* (эти случаи для нас сейчас не важны), сосредоточимся на прочих. На месте первоначального *aI* мы находим либо *oI* (если гласный предшествующего слога неогубленный), напр. *padassa* «в горшке» — *padoIssa* (а не *padalssa*) «в горшках», либо *i* (если гласный предшествующего слога огубленный), напр. *sodassa* «в войне» — *sodissa* (а не *sodalssa*) «в войнах». На месте первоначального *äI* мы находим *i*, напр. *kylässä* «в селе» — *kylissä* (а не *kylälssä*) «в селах». На месте первоначального *eI* мы находим *i*, напр. *tulessa* «в огне» — *tulissa* (а не *tulelssa*) «в огнях»¹.

В числе именных суффиксов издревле существовал суффикс *-I*. Он очень часто выступал в роли уменьшительно-ласкательного суффикса. В этой функции он выступает, например, в *kirjol* (вм. *kirjal*) — откуда ныне, за отпадением *I*, *kirjo* — «Пеструшка», кличка коровы, от *kirja* «пестрина, узор». Но этим его роль отнюдь не ограничивалась. Да это была вовсе и не первоначальная его роль. В сочетании с предшествующим гласным данный суффикс должен был, согласно указанному, давать в одних случаях *oI* — откуда, за отпадением *I*, *o*, а в других *i*. Но первоначальное фонетическое разграничение *oI* и *i* не удержалось. Они стали трактоваться как два разных, хотя в смысловом отношении и не различающихся, суффикса, Соответственно *oI*, с одной стороны, и *i*, с другой, далеко вышли за пределы своего первоначального распространения и стали употребляться независимо от фонетических условий. Естественно, *oI*, попадая в слова переднего вокализма, получало звучание *öI*. Примеры слов на *oI*, *öI* — откуда ныне, за отпадением *I*, *o*, *ö*: названия родственных и вообще близких или любимых людей (уменьш.-ласк.) *-emol* «мать», *velkkol* «брат», *siskol* «сестра», *tyttöI* «девушка», *sulhol* «жених» и т. п., названия домашних и вообще любимых животных (уменьш.-ласк.) вроде *hepol*, *hevol* «лошадь», *perhol* «бабочка», *jänpöI* «заяц» и т. п., равно как различные иные слова. Примеры слов на *i*: *appi* (раньше с основой *appi-*) «тесть, свекор», *apoppi* «теща, свекровь», *kasvatti* «воспитанник, воспитанница» и т. п., *uikki* «овца» (рядом с иными образованиями того же значения), *killi* «коза» и т. п. В некоторых случаях образования на *oI*, *öI* и *i* оказывались параллельно. Пример: *neltol* «девушка» и *nelti* (раньше и по преимуществу до сих пор с основой *nelti-*), *kaasol* «женщина, обряжающая

¹ Подробности см. в нашей «Исторической фонетике финского-суоми языка».

невесту к венцу» и *kaasi* (так было раньше) и т. п., *kukkol* «петух» и *kukki* (так в диалектах) и т. п.

Поскольку образования на *oi*, *öi* и *i* имели одинаковое значение и к тому же нередко употреблялись параллельно, естественно, сказало влияние первых на вторые. Под влиянием образований на *oi*, *öi* образования на *i* могли оказываться образованиями на *ii*. А образования на *ii* переходили в образования на *ei*. Так появились в западных диалектах и в старом письменном языке образования вроде *appel*, *anoppel*, *kasvattel* и т. п., *uukkel*, *killei* и т. п., *neltel*, *kaasel*, *kukkel*; к этим образованиям присоединилось и *äitel* «мать», которое по происхождению совсем сюда не относилось, но было осмыслено как сюда относящееся. В литературном финском языке таких образований вообще нет: налицо образования на *i*. Впрочем имеется *kaase* с закономерным исчезновением конечного *i* (как в *epo* и т. п.). Сюда же надо относить *pukke* «кукла». Нельзя не упомянуть, что наряду с кличками коров вроде *Tähdikki* в литературный финский язык имеют доступ клички коров вроде *Tähdike*.

Образования рассмотренного типа на *ei*, в соответствующей переработке, есть еще в эстонском и водском языках. В тех диалектах эстонского языка, где в не-первых слогах слова различаются переднее и заднее *e*, и в водском языке, где существует то же различие, из двух возможных вариантов *ei* обобщился вариант с задним *e*.

D. V. Bubrih

SUOMEN KIELEN ENSITAVUA KAUEMPANA ESIINTYVÄN EI-YHTYMÄN
SYNTYHISTORIAN EPÄSELVYYKSISTÄ

YHTEENVETO

Kirjoituksessa osoitetaan, että sanan ensi tavua kauempana esiintyvä ei-yhtymä on usein muodostunut il-yhtymästä, joka on syntynyt analogisesti eri aikakausina. Erikoinen huomio kiinnitetään *appel*, *äitel* (*murt.*, *vanh.*) muotojen muodostumiseen, joita tähän asti on valaistu aivan virheellisesti.

А. А. БЕЛЯКОВ

Кандидат филологических наук

О КАРЕЛЬСКИХ ЛИЧНЫХ МЕСТОИМЕННИЯХ 1 и 2 ЛИЦА

Личные местоимения в карельском языке следующие: «я» — ливв. *minä*, *minun* и т. д., собств.-кар. *mie*, *miUn*¹ и т. д.; «ты» — ливв. *sinä*, *sinun* и т. д., собств.-кар. *sie*, *siUn* и т. д. (*šie*, *šiUn* и т. д.); «мы» — *myö*, *mei*-; «вы» — *työ*, *tei*.

Сначала о местоимениях «я» и «ты».

В древнее прибалтийско-финское время еще сохранялось чередование сильноступенного *n* со слабоступенным *D* (в начале закрытого слога). В связи с этим местоимения «я» и «ты» звучали так: «я» — *minä*, *miDun* и т. д.; «ты» — *sinä*, *siDun* и т. д. В карельском языке древнее *D* дает нуль. Если бы развитие указанных местоимений шло строго фонетическим путем, в карельском языке оказалось бы: «я» — *minä*, *miUn* и т. д.; «ты» — *sinä*, *siUn* (*šinä*, *šiUn* и т. д.). Но развитие указанных местоимений пошло своеобразно. В ливвиковском наречии *n* обобщилось за счет нуля; «я» — *minä*, *minun* и т. д.; «ты» — *sinä*, *sinun* и т. д. В собственно-карельском наречии, наоборот, обобщился нуль за счет *n*. Если принять в расчет, что сочетание *iä* в карельском языке развилось в *ie* (ср. развитие *läziä* «болеть» в *läzie*, *per't'ia* «избы» в *per't'ie*, *per't'ie*), то собственно-карельские формы делаются совершенно понятными: «я» — *mie* из *miä*, *miUn* и т. д.; «ты» — *sie* из *siä*, *siUn* и т. д. (*šie*, *šiUn* и т. д.).

Теперь о местоимениях «мы» и «вы».

Вполне понятны только косвенные формы с основой *mei*-, *tei*-. Здесь перед нами самые обычные формы с *I* как показателем множественного числа, употребляемые и у имен.

Но номинативные формы *myö*, *työ* представляют затруднение в объяснении. Приходится допустить, что в их истории принял участие какой-то особый показатель множественного числа, который сам стерся, но предварительно создал удлинение гласного в *me...*, *te...* и его огубление, т. е. превратило эти *me...*, *te...* в *möö*, *töö*, откуда в карель-

¹ Большими буквами *I*, *U* мы обозначаем неслоговые *i*, *u*. Большой буквой *N* — заднеязычный носовой согласный. Большой буквой *D* — древний переднеязычный звонкий щелевой согласный.

ском языке закономерно *myö, työ*. А различных показателей множественного числа, особенно в области местоимений было много, и не все они пока прослежены.

Обращаясь к вопросу о том, какие согласные могли, стираясь, предварительно преобразовывать *e* в *öö*, вспомним указания проф. Д. В. Бубриха, сделанные им на его лекциях: *öö* получалось из древнего финноугорского *eU* и, кроме того, из древнего финноугорского *eN*. Примеры *öö* из *eU*: фин. *syö* — «есть», кар. *syö* (*шүө*), эст. *söö* — при морд. *sevems* «есть»; фин. *työ* «работа», кар. *työ* «обработанный лен» (первоначально «работа»), эст. *töö* «работа» — при морд. *t'ev* «дело». Примеры *öö* из *eN*: фин. *myö-s* «снова» (первоначально «обратно», «назад»), *myö-tä* «вместе с» (первоначально «следом за»), *myö-ten* «в соответствии с, по» (первоначально «следуя за»), кар. *myö* — в образованиях со сходным значением, эст. *möö* — в образованиях со сходным значением и саамск. *maNna, maNne* «задний, следующий за».

Мы не видим возможности объяснить карельские *myö* «мы» (раньше *möö*) и *työ* «вы» (раньше *töö*) из *meU* и *teU*. Но мы никак не можем отрицать возможности их происхождения из *meN* и *teN*. Обозревая местоименные образования в различных финноугорских языках, мы находим у ханты *maN* «мы» — о многих и *poN* «вы» — о многих (в обскоугорских языках, в том числе в ханты языке, личные местоимения 2 л. начинаются не на *t*, а на *n*).

A. A. Beljakov

KARJALAN KIELEN 1:STA JA 2:STA PERSONAPRONOMINEISTA
YHTEENVETO

Karjalan kielen 1:n ja 2:n persoonapronominien syntyhistoriassa on useita epäselvyyksiä. Yksikön persoonapronominil voidaan selvittää N:n ja D:n muinaisen vaihtelun valossa (näistä jälkimmäinen konsonantti karjalan kielessä on kadonnut).

Mitä tulee monikon persoonapronomeihin, niin niiden selvittely perustuu itämeren-suomalaisen öö:n syntyhistoriaan (karjalan kielessä öö kehittyi yö:ksi). Karjalainen myö ja työ ovat mahdollisesti rinnakkaisia hanti-kielen maN ja poN-muodoille.

Н. И. БОГДАНОВ

К ВОПРОСУ О НАЧИНАТЕЛЬНЫХ ГЛАГОЛАХ В ВЕПССКОМ ЯЗЫКЕ

В вепсском языке существуют две семантически близких категории глагольных образований:

1) Формы со значением «сделал-было что-либо» или «чуть не сделал что-либо» вроде *kül'beškanz'* «он выкупался-было», «чуть не выкупался»; *iškeškanz'* «ударил-было», «чуть не ударил»; *jokseškanz'* «побежал-было», «чуть-было не побежал»; *pajataškanz'* «запел-было», «чуть-было не запел»; *voikaškanz'*, *itkeškanz'* «заплакал-было», «чуть-было не заплакал».

2) Глаголы со значением «начать делать что-либо» вроде (в прош. времени) *kül'beškanz'* «начал купаться», *jokseškanz'* «стал бежать, побежал», *iškeškanz'* «стал ударять», *pajataškanz'* «стал (начал) петь, запел», *voikaškanz'*, *itkeškanz'* «стал плакать, заплакал». В данном случае налицо все времена и наклонения, равно как инфинитивные формы. Следовательно, можно говорить о начинательных глаголах.

Связь по значению очевидна: «сделал-было что-нибудь» и «начал делать что-либо» показывают приступ к действию, неудачный (в первом случае) или удачный (во втором случае).

Очевидна и связь по оформлению. Различие в гласных *e* — *a*, ввиду различных других случаев чередования *a* и *e* не может считаться существенным. *S* предполагает прежнее, ныне исчезнувшее неслоговое *I*. Первоначальный вид суффиксов может быть установлен такой: *Iskente* (с оформлением прошедшего времени *Iskensi*), *Iskante* (с оформлением прошедшего времени *Iskansi*).

Обращаясь к объяснению указанных образований, приходится расчленивать указанные суффиксы в их первоначальном виде на *Iske-nte-*, *Iska-nte-*. Второй компонент этих суффиксов (сложных), именно *-nte-*, представляет собою известный т. н. фреквентативный суффикс, обозначающий длительное или повторное действие. Сравним, хотя бы финск. *juokse-nte-len* «бегаю», *ul-ske-nte-len* или *ul-kse-nte-len* «плаваю» и т. д. Использование фреквентативного суффикса в интересующих нас образованиях вполне в порядке вещей: «сделал-было» или «чуть не сделал» и «начал делать» предполагают приступ к действию, полосу напряже-

ния — иногда длительного или повторного, за которой следует уже полоса отсутствия действия или развертывания действия.

Объяснить остается лишь *-Iske-*, *-Iska-*. Какого-либо окончательного объяснения этих суффиксов мы сейчас не даем. Даем лишь указание на некоторые возможности.

1) Нельзя удалять из поля зрения прибалтийско-финские образования так называемого сослагательного наклонения первоначально на *-Itsi* или *-Isi* с финскими, карельскими, вепсскими отражениями и на *-ksi* с эстонскими отражениями (ср. финское *antalsi* «дал бы», карельское *andals* и т. п., вепсское *andalž* и т. п., эстонское *andaks* и т. п.). Здесь *-Itsi* или *-Isi*, *-ksi* представляют собой осложненные показатели прошедшего времени *-Itse-* или *-Ise-*, *-kse-*. Интересующие нас *-Iske-*, *-Iska-* можно бы связывать с этими суффиксами, допуская, во-первых, метатезу (*sk* вм. *ks*- ср. финские *ulskelen* и *ulkselen* «плаваю» и т. п.) и, во-вторых, contamination, которая ввела *I* в положение перед *ks*. С семантической стороны между интересующими нас образованиями с *-Iske-*, *-Iska-* (приступ к действию, неудачный или удачный) и сослагательным наклонением (неосуществленное действие) есть соприкосновение. Данное объяснение мы считаем, впрочем, сложным и потому маловероятным.

2) Как указывает член-корреспондент АН СССР Д. В. Бубрих, нельзя удалить из поля зрения также мордовское т. н. желательное наклонение с суффиксом *-Ikse-* (морд. *кундыксэль* «хотел поймать» или «поймал было» и т. п.). Здесь большая близость как в звуковом отношении, так и со стороны семантики. Данное объяснение, однако, не так просто, как это может показаться на первый взгляд. Можно бы показать, что оно требует много различных комментариев и морфологического и фонетического порядка. В конце-концов и оно нам, как и Д. В. Бубриху, представляется маловероятным.

3) В условиях маловероятности других объяснений нельзя не сделать еще одной попытки. Глагол *iške-* (из *iske-*) «ударить» в вепсской речи может выступать в выражениях вроде *iški a!ž mända kod'ihе* «наступило (ударило) время итти домой». Данное выражение, конечно, не представляет собой заимствования из русской поэтической речи («ударил час разлуки» и т. п.), где время связывается с боем часов. Такие обороты русской поэтической речи не проникли и в русскую сельскую речь. Конечно, они не могли проникнуть и в вепсскую. Можно заметить, что глагол в значении «начать, приступить», конечно, мог слиться с предшествующим глаголом для обозначения приступа к действию, неудачного или удачного.

N. I. Bogdanov

TOIMINNAN ALKAMISTA OSOITAVISTA VERBIMUODOISTA VEPSÄN KIELESSÄ
YHTEENVETO

Kirjoituksessa osoitetaan erilaiset mahdollisuudet vepsän kielessä esiintyvien: 1) *kül'beskenz'* «hän oli vähällä uida», «uimaisillaan» ja 2) *kül'beskanz'* «hän alkoi uida» verbimuotojen selvittämiseen.

Erikoisesti alleviivataan mahdollisuus näiden muotojen *iske-* «iskeä, ripeästi alkaa» verbin kanssa yhdistämiseen.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Н. И. Апухтин. К стратиграфии четвертичных отложений Центральной Карелии	3
В. Д. Никитин и К. А. Шуркин. О генезисе северо-ладожских пегматитов и их промышленной ценности	12
Г. М. Саранчина. Петрология Вепсской интрузии и связанное с нею рудопроявление	32
Т. В. Перекалина. Постладожские граниты Сортавальского района	43
Проф. И. Ф. Правдин. К материалам по миграциям ладожского лосося	51
М. Б. Зборовская. Новые материалы об озерном сипе из Сямозера	56
М. Я. Марвин. Амфибии и рептилии Карело-Финской ССР	61
М. Л. Раменская. Растительность государственного заповедника «Кивач»	64
Проф. Д. В. Бубрих. О финских случаях исторически неясного <i>ei</i> в не-первых слогах слова	81
А. А. Беляков. О карельских личных местоимениях 1 и 2 лица	85
Н. И. Богданов. К вопросу о начальных глаголах в вепсском языке	87

SISÄLTÖ

	Стр.
N. I. Apuhtin. Keski-karjalan kwartaärisysteemin stratigrafiasta	3
V. D. Nikitin ja K. A. Shurkin. Pohjois-Laatokan pegmatiittien kehityksestä ja niiden tuotannollisesta arvosta	12
G. M. Sarantshina. Velimäen intrusivisten vuorilayimassain petrologia ja sen yhteydessä paljastuneet malmit	32
T. V. Perkalina. Sortavalan piirin post-laatokkalaiset graniitit	43
Prof. I. F. Pravdin. Laatokan lohien vaellusalueita käsittelevästä kirjallisuudesta	51
M. B. Zborovskaja. Uutta ainehistoa säämäjärven siästä	56
M. J. Marvin. Karjalais-suomalaisen SNT:n sammakkoeläimet ja matelijat	61
M. L. Ramenskaja. Valtion rauhoituspiirin «Kivatsh»-in kasvillisuudesta	64
Prof. D. V. Bubrih. Suomen kielen ensitavua kauempaan esiintyvän <i>ei</i> yhtymän syntyhistorian epäselvyyksistä	81
A. A. Beljakov. Karjalan kielen 1:sta ja 2:sta persoonapronomeineista	85
N. I. Bogdanov. Toiminnan alkamista osoittavista verbimuodoista vepsän kielessä	87

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Член-корреспондент АН СССР И. И. Горский (отв. редактор), проф. П. А. Борисов (зам. отв. редактора), канд. филолог. наук В. И. Алатырев, проф. А. Я. Кокин, проф. И. Ф. Правдин, канд. техн. наук С. В. Григорьев, В. И. Машезерский (секретарь редколлегии).

Подп. к печати 27 X 1948. Печ. л. 5,75.
Тираж 1000. Е-06502. Заказ № 902.
Формат бум. 70×109.

Типография «Юхисэлу», Таллин, Пикс 40.