

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ
КАРЕЛЬСКОГО И КОЛЬСКОГО
ФИЛИАЛОВ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

1

1959

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КАРЕЛЬСКОЙ АССР
ПЕТРОЗАВОДСК

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ИЗВЕСТИЯ
КАРЕЛЬСКОГО И КОЛЬСКОГО
ФИЛИАЛОВ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

1

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
КАРЕЛЬСКОЙ АССР
ПЕТРОЗАВОДСК
1959

В. О. РУЖИЦКИЙ

О НАХОДКАХ АЛМАЗОВ НА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЕ
И ПЕРСПЕКТИВАХ ЕЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ

ОБЩИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ АЛМАЗОНОСНОСТИ

До последнего времени существовало мнение, что геологическое строение Русской платформы и прилегающих к ней областей достаточно хорошо изучено и что каких-либо интересных новых открытий полезных ископаемых на ее территории сделать невозможно. Однако в последние годы здесь был найден ряд ценных полезных ископаемых (железо, марганец, титан, циркон и др.), что полностью опровергнуло это ошибочное мнение.

Занимаясь многие годы изучением алмазоносных месторождений страны, автор статьи пришел к выводу, что геологическое строение Русской платформы имеет некоторые общие черты с алмазоносными районами Южной Африки и богатой алмазами Сибирской платформы. Изучение фондовых и архивных материалов позволило нам выяснить, что на Русской платформе и в прилегающих к ней областях в 18 различных пунктах уже обнаружены или сделаны заявки о находках более 25 кристаллов алмаза.

Для окраинных частей Русской платформы, как и для известных алмазоносных районов, характерно наличие значительного количества трещин и глубинных разломов в земной коре, с которыми обычно связаны коренные месторождения алмазов.

Анализ опубликованных и архивных материалов с учетом данных глубокого бурения по южной и юго-восточной окраине Балтийского щита позволил выявить структурную сопряженность и одинаковую направленность тектонических движений на Балтийском щите и Русской платформе в течение раннепалеозойского йотний-эокембрийского этапа ее развития.

Эта направленность, согласно данным Харитонов (10), является преемственной, унаследованной от более ранних докембрийских этапов развития Балтийского щита и Русской плиты. В структурном отношении Русская платформа и Балтийский щит тектонически взаимосвязаны между собой, а в раннем палеозое они являлись единым целым.

Большинство мировых алмазоносных провинций расположено на платформах и щитах. Так, известные алмазоносные провинции Бельгийского Конго, Южно-Африканского Союза, Анголы, Ганы, Сиерра-Леоне и др. расположены на Африканской платформе, Бразилии, Британской Гвианы и Венесуэлы — на Бразильском и Гвианских щитах и т. д. Вне платформ и щитов известно крайне небольшое количество алмазных месторождений и отдельных находок алмазов.

п 24863
ЦЕНТРАЛЬНАЯ НАУЧНАЯ
БИБЛИОТЕКА
А. И. Киргизской ССР

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

доктор геол.-минер. наук профессор В. С. Слудкевич (главный редактор),
чл.-корр. АН СССР А. В. Сидоренко (зам. главного редактора), канд. истор. наук
Я. А. Балагуров, канд. геол.-минер. наук Г. И. Горбунов, доктор биол. наук
М. М. Камшилов, канд. биол. наук А. И. Коровин, канд. техн. наук М. Д. Фугзан.

Адрес редакции: КАССР, г. Петрозаводск, пр. Урицкого, 68.

В настоящее время единственным промышленным типом коренных месторождений алмазов являются кимберлиты. Последние, как правило, располагаются в пределах платформ и щитов, в их краевых частях и по бортам крупных прогибов на них. Кимберлиты в настоящее время известны почти на всех древних платформах и щитах земного шара.

На прилагаемой схеме размещения месторождений и отдельных находок алмазов в СССР (рис. 1) видно, что на Сибирской платформе коренные алмазные месторождения — кимберлитовые трубки — расположены в районах с неглубоким залеганием фундамента (склоне щита и антиклизе), тяготеющим к Анабарской антиклизе и Алданскому щиту.

На Сибирской платформе аналогично другим областям (Бельгийское Конго, Южная Африка и др.), кимберлитовые трубки встречаются группами (по несколько трубок в каждой группе). Находки отдельных кристаллов алмазов и кимберлитоподобных пород, обнаруженных на Русской платформе, располагаются, как и на Сибирской платформе, в районах с неглубоким залеганием кристаллического фундамента, на границе или на самих Украинском и Балтийском щитах и Тиманском поднятении.

При рассмотрении перспектив алмазоносности следует также указать, что в восточной части Русской платформы, где к ней прилегают краевые прогибы и поднятия горного сооружения Урала, в бассейнах рек Вишеры, Язьвы, Косьвы, Усьвы, Вижая, Койвы, Чусовой и др. в последние два десятилетия обнаружены и разведаны значительные площади алмазоносных россыпей, часть которых уже более десяти лет находится в эксплуатации.

Все это свидетельствует о том, что на Русской платформе, где уже во многих местах были найдены алмазы и их спутники, в том числе пиропы, по-видимому, существуют и кимберлитовые трубки, открытие которых — вопрос времени.

МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ НАХОДОК АЛМАЗОВ И НАИБОЛЕЕ ПЕРСПЕКТИВНЫЕ РАЙОНЫ ДЛЯ ПОИСКОВ КИМБЕРЛИТОПОДОБНЫХ ПОРОД

Северная часть Русской платформы

В северной части Русской платформы алмазы обнаружены в речных отложениях бассейнов рек — Мезени, Цильмы, Печорской Пижмы, Северной Двины и на Кольском п-ове, по р. Паз (Пасвик). В бассейне р. Мезени алмазы найдены по р. Мезенской Пижме и речке Визинге (рис. 2). В верховьях р. Цильмы, северо-восточнее предыдущих пунктов, алмазы обнаружены в трех участках, а в верхней части Печорской Пижмы — в двух участках (4).

В геологическом отношении район указанных находок в основном сложен породами живетского яруса (D_2^2) (кварцевые песчаники, конгломераты, глинистые сланцы) и франского яруса (D_3^1) (глины, кварцевые и слюдяные песчаники, известняки, мергели, диабазы, туфодиабазы и туфы). На некоторых участках значительное развитие имеют базальты.

Немалый интерес для понимания структур фундамента имеют излияния базальтов, установленные в верховьях р. Цильмы. Они прослеживаются в виде полосы длиной более 30 км, имеющей почти меридианное простиранье. Ширина полосы в некоторых местах достигает свыше 2 км (северная часть). Эта полоса, по-видимому, значительно длиннее, так как продолжение ее на юге, в районе нижнего течения р. Верхней

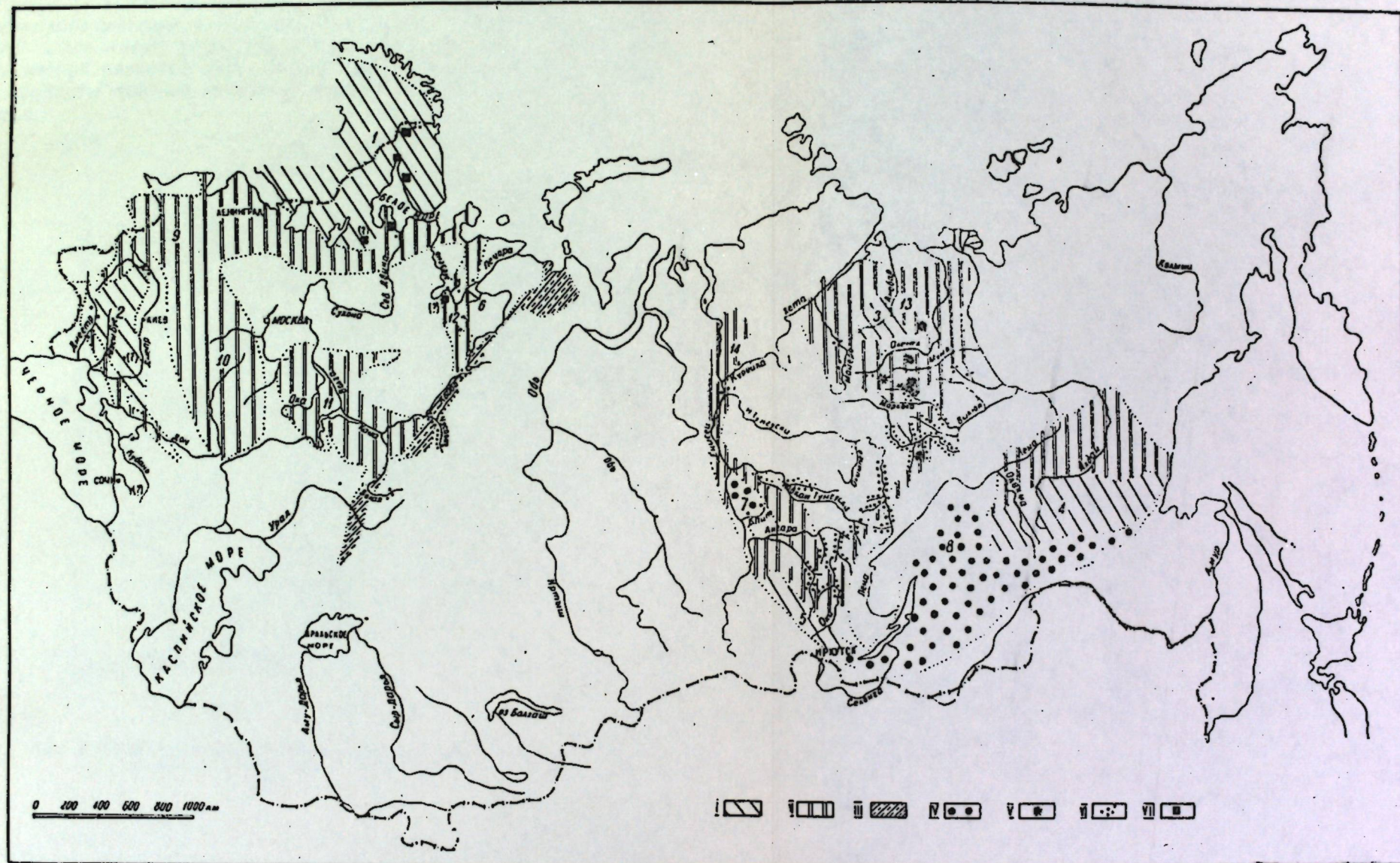


Рис. 1. Схема размещения месторождений и отдельных находок алмазов в СССР.

I — выступы фундамента, сложенного архейскими и протерозойскими складчатыми комплексами (щиты); II — районы с неглубоким залеганием фундамента (подземные склоны щитов и антиклизы); III — предуральский краевой прогиб; IV — выступы фундамента, сложенного байкальским складчатым комплексом; V — кимберлиты; VI — алмазные россыпи и отдельные находки алмазов; VII — кимберлитоподобные породы.

1 — Балтийский щит; 2 — Украинский щит; 3 — Анабарский архейский массив; 4 — Алданский щит; 5 — выступ фундамента Сибирской платформы в северной части восточного Саяна; 6 — Тиманское поднятие (Русская платформа); 7 — Енисейское поднятие (Сибирская платформа); 8 — Байкальская складчатая зона и Яблоново-Становой антиклинорий; 9 — Белорусская антиклизза; 10 — Воронежская антиклизза; 11 — Волго-Уральская антиклизза; 12 — Тиманское поднятие; 13 — Анабарский массив; 14 — Туруханское поднятие.

Особый интерес с точки зрения выявления перспектив алмазонасности района представляют указания Чернова (11) о том, что в состав древнейших пород Тимана, кроме основных, входили и ультраосновные породы. Более того, этот же автор полагает, что в составе древнейших пород Тимана имеются, кроме ультраосновных пород, и ультращелочные

породы, указанием на которые могут служить также жильные образования эгирина и щелочного амфибола по р. Кось-ю в верховьях Мезени.

Таким образом, территория бассейнов рек Мезени, Печорской Пижмы и Цильмы, где в россыпях на сравнительно небольшой площади обнаружено свыше десятка кристаллов алмаза и присутствуют его спутники — пиропы (встречающиеся, как правило, в кимберлитовых трубках), представляет большой интерес для поисков здесь не обнаруженных еще кимберлитовых трубок. Последние, по нашему мнению, располагаются, по всей вероятности, вдоль имеющихся здесь глубоких разломов земной коры, тяготеющих к водораздельной части Тиманского поднятия.

По р. Северной Двине алмаз обнаружен более ста лет тому назад вблизи Орлецов, расположенных недалеко от г. Архангельска (4). В этом районе специальных исследований и поисков на алмазы не проводилось, поэтому вопрос об алмазоносности аллювиальных отложений р. Северной Двины остается еще открытым.

Значительный интерес с точки зрения поисков трубок взрыва и кимберлитовых пород представляют обнаруженные недалеко от находки алмаза, в нижнем течении р. Северной Двины, так называемые породы нёноксы. Породы нёноксы проф. Л. А. Варданянц определил как вулканическую брекцию, считая, что «мы имеем здесь трубку взрыва, прорвавшую кембрийские отложения». Об этом определении автору сообщено Л. А. Варданянцем в 1957 г.

В 1940 г. Альбов и Розанова описали эти породы в статье «Граувакки Нёнокского района» (1). В статье указывается, что в 1937 г. при бурении на соляные рассолы в девонских отложениях Онежского п-ова были обнаружены своеобразные мелкообломочные породы, первоначально определенные как туфы основных эффузивных пород. Последние в 1939 г. были отнесены к нормальным осадочным породам — грауваккам, состоящим из обломков щелочных базальтов с небольшим количеством обломков пестроцветных глин и песчаников.

Место заложения скважин, обнаруживших эти породы, находится в восточной части Онежского п-ова, в 65 км по прямой к западу от г. Архангельска, в районе слияния рек Нёноксы и Верховки (рис. 1). Из приведенного авторами описания скважин следует, что брекция залегает в виде какого-то трубчатого тела, «выходя в виде островка среди нормально залегающего девона». Вмещающими породами брекции является однообразная толща немых пестроцветных глин и песчаников, по времени образования условно относимая Альбовым и Розановой к верхнему девону, а согласно последнему сообщению Варданянца (1957 г.), они являются кембрийскими.

Таким образом, в самой северной окраинной части Русской платформы наблюдаются необычные для этого района породы, представленные брекцией.

В кратком описании вулканической брекции Варданянц, рассматривая приведенный в статье Альбова и Розановой химический анализ этой породы, указывает, что «порода занимает промежуточное положение между щелочными базальтами и пикритами, причем по минералогическому составу и структуре она стоит ближе к пикритовым порфиритам», к которым некоторые исследователи относят кимберлиты.

Нам представляется, что обнаруженная у с. Нёноксы трубка взрыва не является единственной в этой части платформы и что детальное изучение этой и подобных ей других образований является крайне необходимым.

На Кольском п-ове по р. Паз (Пасвик) небольшие кристаллики алмаза были открыты Велэном (1891 г.) среди песков, привезенных известным географом Ш. Рабо.

После этого открытия район р. Паз посетило несколько исследователей (М. Мельников, С. Конради). Позднее здесь проводились поиски россыпей алмазов, которые оказались безуспешными. Однако район находок алмазов в бассейне р. Паз, где также наблюдается зона глубинных разломов, по нашему мнению, заслуживает внимания для поисков здесь коренных алмазосодержащих пород — кимберлитов, о возможной встрече которых имеются прямые указания.

Так, С. Конради, посетивший в 1913 г. район находок алмазов, отмечает, что в этом районе имеется ряд выходов оливиновых пород (гора Койгуайв у истока оз. Вагатене), состав и строение которых оказались довольно сходными с кимберлитом Южной Африки (8).

В южной части Кольского п-ова, в береговой зоне Кандалакшского залива Белого моря, определенный интерес представляют описанные еще в 1904 г. Федоровым (9) щелочные, субщелочные и щелочные ультраосновные лампрофиры.

Из исследований, проведенных в последние годы Булаховым и Нефедовым, Шуркиным и др., также видно, что в указанном районе имеют широкое развитие щелочные базальтоиды и лампрофиры, являющиеся наиболее молодыми в серии магматических пород Кольского п-ова. Среди этой серии пород встречены кимберлитоподобные субщелочные пикритовые порфириты и брекции.

Шуркин (12), описывая изученные им породы Телячьего о-ва, принятые Судовиковым (5) за конгломерат, предполагает о магматическом характере этих обломочных образований. Он, хотя недостаточно уверенно, но все же полагает, что по генезису они представляют трубку взрыва. Подобные обломочные породы Турьего мыса, расположенного на Кандалакшском берегу, в 100 км восточнее о-ва Телячьего, Булах и Нефедов (2) относят к эруптивной брекции (рис. 3).

Кроме того, благоприятным фактором для поисков кимберлитов в этом районе является наличие здесь ксенолитов эклогита (с гранатами пироп-альмандинового ряда) и таких пород, как перидотиты, пироксениты, несомненно, вынесенные из больших глубин кристаллического фундамента.

Проявление в этом районе широкого, более молодого палеозойского вулканизма, приуроченного к мощным тектоническим разломам, также говорит в пользу того, что среди встреченных даек субщелочных и ультраосновных пород могут быть обнаружены трубки взрыва типа кимберлитов. Н. А. Воскресенская, посетившая в 1957 г. этот район, указывает, что на о-ве Оленьем в субщелочных лампрофирах также встречается много включений различных пород. Изучение этих включений показало, что некоторые из них относятся к перидотитам, а другие к амфиболитизированным эклогитам.¹

Не менее перспективной в отношении алмазоносности представляется восточная окраина Балтийского щита.

¹ В самое последнее время (декабрь 1958 г.), уже после того, как настоящая статья была сдана в печать, автору стало известно, что в 1958 г. на о-ве Еловом (недалеко от о-ва Оленьего) геологом Н. А. Курылевой обнаружена кимберлитовая трубка.

Материалы (зарисовки, образцы и др.), с которыми Н. А. Курылева любезно ознакомила автора настоящей статьи, подтверждают, что кимберлитовая брекция трубки о-ва Елового во многом (по составу выполняющих пород, их структуре, наличию пиропов и др.) схожа с кимберлитовой брекцией трубки «Зарница», впервые обнаруженной в СССР на Сибирской платформе (Якутия) в 1954 г.

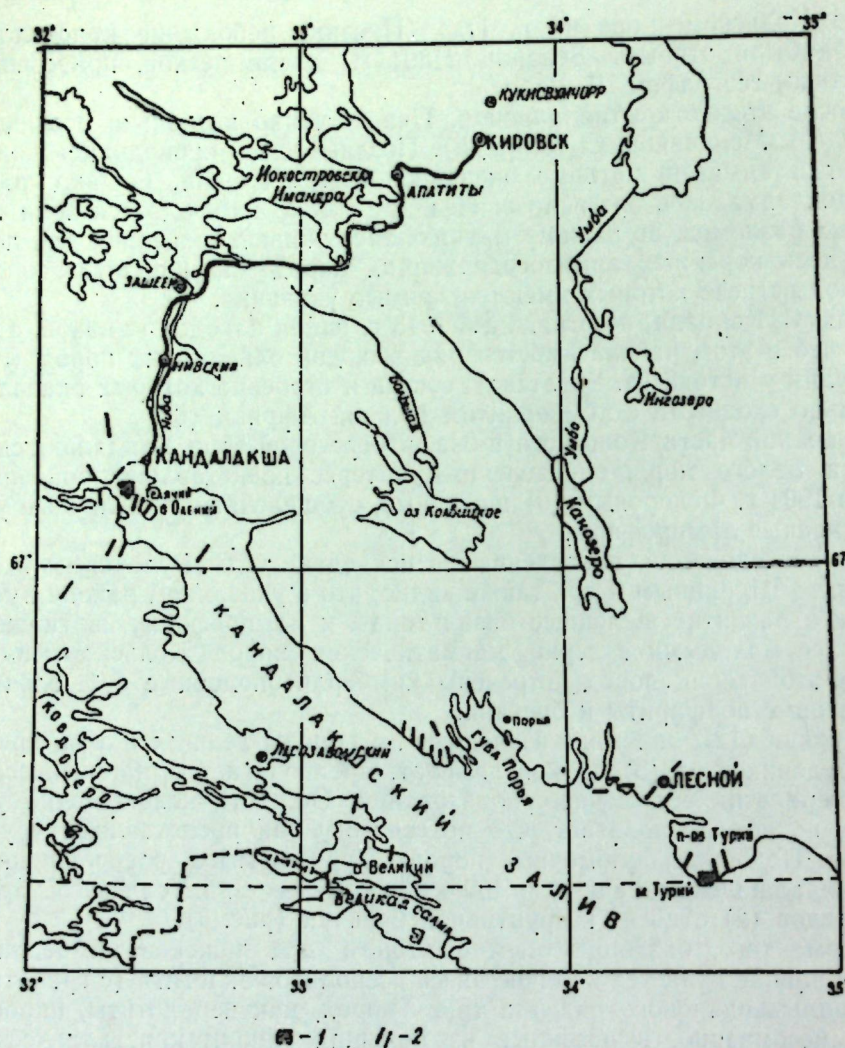


Рис. 3. Схема расположения эруптивных брекчий и молодых субщелочных ультраосновных лампрофиров, мончикитов, ламбургитов и др. пород на Кольском п-ове в районе Кандалакшского залива Белого моря.

1 — обломочные породы (ранее считавшиеся конгломератами), условно относимые к эруптивным брекчиям; 2 — молодые субщелочные-ультраосновные лампрофиры, мончикиты, ламбургиты и др.

Комплексными геофизическими исследованиями (Богданов и Кауков, 1938 г.), проводившимися в районах озера Калгачиха, Кожозера и р. Винелы, установлен ряд ультраосновных интрузий. В 1939 г. поиски алмазов в ультраосновных породах района оз. Калгачихи проводились В. С. Трофимовым. Поводом для постановки здесь работ послужили данные А. Г. Бетехтина, обнаружившего свободный углерод в перидотитах. Проведенные работы не дали положительных результатов. Отсутствие алмазов в исследованных ультраосновных породах В. С. Трофимов объясняет гипабисальным характером последних.

Нам представляется, что подобная оценка не совсем правильна и нуждается в пересмотре, так как в тот период этот район был чрезвычайно слабо изучен и еще не было опыта поисков коренных алмазоносных пород.

Автор настоящей статьи полагает, что на территории восточной части Балтийского щита должны присутствовать породы типа кимберлитов, отдельные разности которых могут оказаться алмазоносными. В пользу этого вывода свидетельствуют следующие факты:

1) рассматриваемая территория расположена в восточной краевой части кристаллического основания архея, где образовались крупные трещины и глубинные разломы земной коры;

2) широкое развитие ультраосновных пород, в частности, их разностей — перидотитов, в виде жиллоподобных и небольших отдельных тел;

3) наличие свободного углерода, обнаруженного Бетехтиным в магматических породах образцов, собранных Альбовым.

Рассмотрим эти доводы более подробно.

В структурном отношении важно, что территория восточной окраины Балтийского щита неоднородна. Более древние, архейские гранито-гнейсовые образования, примыкающие на севере к Белому морю, а на юге к Онежскому озеру, в центральной части пересекаются полосой более молодых изверженных, эффузивных пород основного состава. Таким образом, полоса этих пород, имеющая ширину свыше 100 км, сечет почти под прямым углом восточную границу Балтийского щита. Породы этой полосы имеют северо-западное простирание, они более устойчивы к выветриванию и хорошо выражены в современном рельефе, образуя высоты, достигающие 270 м. Эта гряда известна под названием Ветреного пояса.

На территории Ветреного пояса геофизическими исследованиями, проводившимися в период 1937—1940 гг., был зафиксирован ряд массивов ультраосновных пород обычных и жиллоподобных тел перидотитов.

В 1940 г. геофизиком Л. Скутте проводились работы по оконтуриванию массива ультраосновных пород, обнаруженного в 1938 г. геологом Н. Апухтиным в среднем течении р. Винелы. Здесь была установлена аномальная полоса шириной 250 м и длиной около 18 км, которая, по мнению этого исследователя, «соответствует, вероятнее всего, двум жиллоподобным телам перидотитов».

Кроме того, имеются указания об обнаружении в нижнем течении р. Волошевой перидотитового тела площадью 0,7—0,8 км², которое, как и остальные, не оконтурено.

Поскольку геофизическими работами, выполненными здесь, установлена приуроченность магнитных аномалий к интрузивным телам, сложенным ультраосновными породами, следует указать еще на одну интересную, с нашей точки зрения, крупную магнитную аномалию, обнаруженную в 1949 г. при аэромагнитной съемке на территории Ветреного пояса. Эта аномалия вытянута от среднего течения р. Токши на севере до озера Кривого к югу от р. Волошевой и имеет ширину около 800 м, а длину до 25 км. Здесь установлено 5 максимумов, из которых наибольший расположен на р. Волошевой. В 1950 г. при детализированной съемке на участке Волошевских аномалий на берегу р. Волошевой и севернее от нее были подтверждены все ранее отмеченные максимумы. Так как территория Ветреного пояса в геологическом и геофизическом отношении пока недостаточно изучена, можно ожидать, что здесь будет обнаружен еще целый ряд интрузивных тел, сложенных ультраосновными породами и, в частности, перидотитами.

Нам представляется, что аномальные полосы длиной 18—25 км, шириной 250—800 м, установленные геофизическими исследованиями на территории Ветреного пояса представляют собою жиллоподобные тела

перидотитов, выполнившие полости крупных глубинных разломов, имевшихся в этой части Балтийского щита, аналогично тому, как это имеет место на Оленеке, в пределах Анабарской антиклизы.

Юго-западная часть Русской платформы

На юго-западной окраине Русской платформы, в пределах Украины, алмазы обнаружены в бассейнах рек Днестр, Южный Буг и Днепр¹. В бассейне р. Днестр алмазы найдены в пяти пунктах в отложениях реки Днестр и его притока р. Збруч. В бассейнах р. Южный Буг (речка Сньюха) и р. Днепр (р. Тетерев) алмазы обнаружены в трех районах. Спутники алмазов — пиропы — найдены в отложениях рр. Днестр и Южный Буг. Имеются сведения о находках алмазов и в двух других районах — Криворожье и Ровенской области, но их достоверность подвергается сомнению.

На рис. 1 видно, что обнаруженные алмазы в юго-западной части Русской платформы располагаются в пределах Украинского кристаллического щита и на прилегающей к нему с запада (с неглубоким залеганием) складчатого докембрийского основания. Здесь так же, как на северной окраине Русской платформы, находки алмазов в основном тяготеют к области развития глубинных разломов земной коры, имеющих то же северо-западное простирание.

Еще Карпинский (3) в своей работе высказал предположение о существовании мощной тектонической зоны северо-западного простирания, прослеживаемого от Сандомирского кряжа на юго-восток к Мангышлакским возвышенностям. Карпинский указывал также, что мощные дислокации одного и того же северо-западного направления проявлялись в этой зоне в образовании систем сбросов и повторялись неоднократно, начиная с палеозоя. Периодическое оживление тектонической деятельности сопровождалось выжиманием и на поверхность магматических расплавов, которые представляют большой интерес с точки зрения связи с ними алмазоносности этого района. Наибольший интерес в этом отношении представляют выходы пород как на территории Украинского кристаллического щита, так и на граничащей с ним области, где уже известны находки алмазов и их спутники пиропы.

Западнее границы древних пород Украинского кристаллического щита, среди осадочных верхнемеловых отложений, располагается ряд выходов изверженных пород базальтов и долеритов в виде небольших тел округлой формы (рис. 4).

Один из таких выходов, находящийся в 35 км севернее г. Ровно, у дер. Берестовец, был описан как вулкан. Он был обнаружен в начале 60-х годов прошлого столетия геологом Тышецким (7), который определил слагающую породу как базальт и предположил, что извержение ее произошло в меловую эпоху.

Тутковский (6), описывая Берестовецкий вулкан, указывает, что в Берестовце находилась, несомненно, одна из крупных и глубоких трещин земной коры, давшая извержение анамезитовой лавы в верхне-

¹ О находках и добыче алмазов (?) в этой части Русской платформы имеются упоминания в трудах Плиния Амвиена и др. авторов, относящихся к II—V вв. до нашей эры. В трудах древнегреческих, византийских и римских ученых и путешественников имеются указания, что земли народов агатирсов (фракийское племя), населявших территорию от Дуная до Днепра и предгорья Карпат (по рекам Днепр, Южный Буг и Днестр) изобилуют алмазами. В этих трудах отмечалось, что некоторая часть добытых алмазов вывозилась за пределы страны. Несмотря на то, что эти упоминания относятся к глубокой древности, они представляют значительный интерес, так как обнаружение здесь алмазов в период 1952—1954 гг. подтверждает алмазоносность бассейнов рек Днестр, Южный Буг и Днепр.

меловую эпоху. На основании изученного петрографического состава пород этот автор считает, что берестовецкая лава была извержена с большой глубины, о чем, по его мнению, свидетельствует наличие в породе металлического железа в виде чрезвычайно мелких вкраплений.

Ряд выходов диабазов и порфиритов, обнаруженных среди древних пород Украинского кристаллического щита, являющихся более молодыми изверженными породами, тоже представляют немалый интерес. Выходы этих пород в виде цепочки небольших тел, имеющих эллипсоидальные и округлые формы, прослеживаются с некоторыми отклонениями по одной линии северо-западного направления.

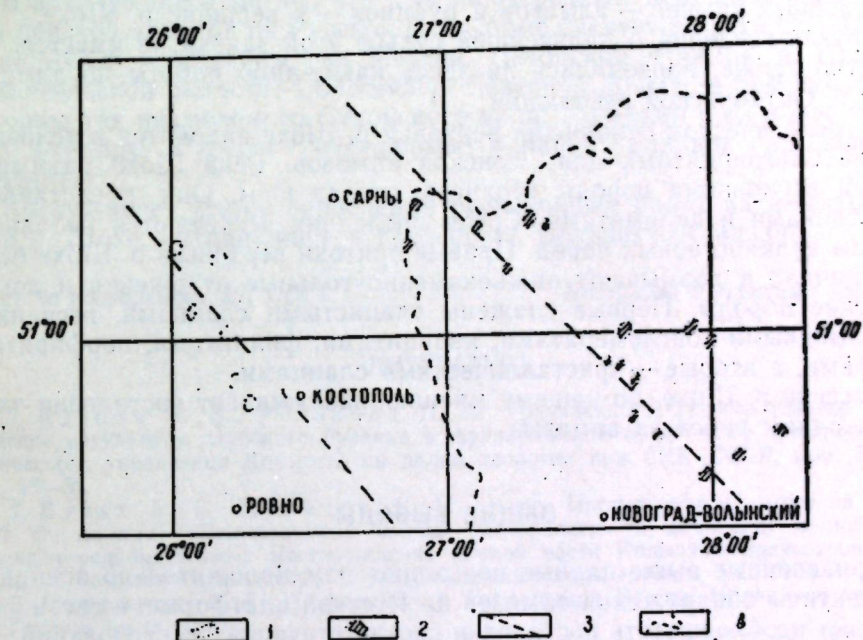


Рис. 4. Схема размещения выходов базальтов, долеритов, диабазов и порфиритов в юго-западной окраине Русской платформы.
1 — выходы базальтов и долеритов; 2 — выходы диабазов и порфиритов; 3 — предполагаемые линии глубинных разломов; 4 — северо-западная граница выхода пород Украинского щита.

Пространственное расположение указанных выходов изверженных пород, имеющих в обоих случаях северо-западное простирание, дает основание предполагать, что в этой части Русской платформы имеются два почти параллельных (на расстоянии около 70 км друг от друга) глубоких разлома земной коры, по которым и произошло внедрение описанных пород.

Исследованиями, проведенными на Сибирской платформе, установлено, что кимберлитовые трубки приурочены к областям сопряжения ее крупных структурных элементов (восточного склона Анабарской антиклизы и западной части Вилюйской синеклизы и ее Ю-З продолжения — Ангара-Вилюйского внутриплатформенного прогиба), поэтому нам кажется, что на территории, тяготеющей к описанным выше разломам, могут быть выявлены, не известные до сего времени, кимберлитовые трубки, являющиеся коренными источниками обнаруженных здесь алмазов и пиропов.

Нельзя согласиться с тем, что найденные в пределах Украины алмазы и их спутники пиропы явились чисто случайными находками.

Рассматривая перспективы алмазоносности Русской платформы и прилегающих к ней территорий, нельзя не упомянуть о поступившей еще в 1904 г. заявке казака станицы Псебайской Кубанской области Степана Ивановича Чепурнова о находках драгоценных камней — алмаза — на Кавказе, в вершине р. Шохе. Река Шохе находится в юго-западной части предгорьев Большого Кавказа. Она впадает в Черное море у пос. Головинка, расположенного в 30 км северо-западнее г. Сочи.

В архивах 6. Кавказского горного управления¹ сохранились документы, подтверждающие, что С. И. Чепурнову в 1905 г. было выдано дозвоительное свидетельство на право разведок в течение трех лет драгоценных камней — алмазов и рубинов — в вершине р. Шохе.

Других сведений о дальнейшей судьбе этой заявки не имеется. Неизвестно также, проводились ли здесь какие-либо работы по алмазам и после Октябрьской революции.

В геологическом отношении верховья р. Шохе находятся в условиях, вполне благоприятных для поисков алмазов. Река Шохе размывает своими верховьями породы верхнего отдела юры. Они представлены известняками и доломитами. Среди последних встречаются небольшие выходы вулканогенных пород. Правые притоки верховьев р. Шохе берут свое начало и размывают нижнекаменноугольные отложения и докембрийские породы. Первые сложены глинистыми сланцами, песчаниками, глыбовыми конгломератами, кварцитами, филлитами, порфиритами и туфами, а вторые — кристаллическими сланцами.

Бассейн р. Шохе, по нашему мнению, заслуживает постановки здесь ревизионных работ на алмазы.

ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Приведенные выше данные позволяют нам положительно оценивать перспективы обнаружения алмазов на Русской платформе, в связи с чем вытекает необходимость постановки соответствующих исследований. Эти исследования должны быть направлены на выявление на Русской платформе кимберлитов, которые к последнему времени известны почти на всех древних платформах и щитах земного шара. Многие исследователи считают, что кимберлиты являются специфической особенностью платформенного вулканизма.

В Советском Союзе кимберлиты обнаружены пока только в северо-восточной части Сибирской платформы, в бассейнах рек Вилюя, Оленека, Муны и др. и на Алданском щите, в бассейне р. Алдана по левому его притоку р. Чампуле. К настоящему времени уже известно об открытии в СССР более 40 трубок и даек кимберлита.

Автор не сомневается, что широкие научно-исследовательские и поисково-ревизионные работы на территории окраинных частей Русской платформы с целью обнаружения алмазоносных кимберлитов увенчаются успехом², так же, как увенчались успехом работы на Сибирской платформе, где, кстати, было известно всего лишь две находки на р. Б. Пит.

¹ Архив хранится в Центральном государственном историческом архиве Грузинской ССР.

² Открытие Н. А. Курылевой кимберлитовой трубки на о-ве Еловом (южн. часть Кольского п-ова) подтверждает обоснованность наших прогнозов о возможности нахождения кимберлитовых трубок на Русской платформе и в прилегающих к ней областях.

Находки кимберлитовых трубок на Русской платформе позволят также решить давно поднимавшийся вопрос о коренных источниках алмазов, обнаруженных на западном склоне Урала и в прилегающих к восточной части Русской платформы краевых прогибах (Уфимо-Соликамский) и поднятиях (Вишерско-Чусовское).

Многолетние исследования алмазоносности Урала, не увенчавшиеся открытием на Урале коренных источников алмазов, дают основание утверждать, что предположения, высказанные некоторыми геологами (Г. П. Романов, Н. В. Введенская, Д. В. Борисевич и др.) о том, что коренные источники уральских алмазов надо искать на Русской платформе, являются правильными (4).

В заключение отметим, что к первоочередным перспективным районам поисков алмазов на Русской платформе следует отнести территорию Коми АССР — бассейны рек Мезени, Печорской Пижмы и Цильмы; Архангельской области — бассейн р. Северной Двины, в том числе территорию так называемого Сухонского вала; Кольский п-ов и юго-западную окраину Русской платформы — район находок алмазов на Украине.

Заслуживает также проведения ревизионных работ на алмазы бассейн р. Шохе, находящийся в предгорьях Большого Кавказа.

Совет по координации АН СССР

Поступила в редакцию 15/X 1953

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбов Н. В., Розанова Н. А. Граувакки Ненокского района. Геологические результаты глубокого бурения в Архангельской области. Тр. Северного геологического управления Комитета по делам геологии при СНК СССР, вып. 8, 1940, стр. 47—54.
2. Булах А. Г., Нефедов Е. И. и др. Промежуточный отчет за 1956—1957 гг. по теме «Вещественный состав (минералогия и геохимия) и поисковые признаки редкометалльных месторождений южной части Кольского полуострова, связанных с комплексом щелочных и ультраосновных пород». Фонд ВСЕГЕИ.
3. Карпинский А. П. Анамезит в Европейской России. Научно-исторический сб. Горного ин-та, 1873.
4. Ружицкий В. О. Алмазы недр Европейской части СССР. Журн. «Природа», 1957, №12.
5. Судовиков Н. Г. Конгломерат Кандалакшских островов (Белое море). Уч. зап. Ленинградского ун-та, серия геолого-почвенно-географическая, вып. 2, № 9, 1936.
6. Тутковский П. Берестовецкий вулкан. Из полесских экскурсий. Оттиск из журн. «Киевская старина». Киев, типография Г. Т. Корчак — Новицкого, 1895.
7. Тыщевский П. Некоторые замечания о базальте Волынской губернии. Киев. Университетские известия, № 8, 1862, стр. 145.
8. Ферсман А. Е. Драгоценные и цветные камни России, т. I, КЕПС Российской Академии наук, 1920.
9. Федоров Е. С. Минералогическое и петрографическое описание берегов Белого моря. Горный журнал, т. II, III, 1904.
10. Харитонов Л. Я. Основные черты стратиграфии и тектоники восточной части Балтийского щита. Тр. третьей сессии Комис. по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. АН СССР, 1955.
11. Чернов А. А. Геологическое строение и полезные ископаемые. В кн. «Производительные силы Коми АССР», т. I, изд. АН СССР, 1953.
12. Шуркин К. А. О конгломератах Кандалакшских островов и Турьего мыса, 1957. Фонд Лаборатории геологии докембрия АН СССР.

В. А. ТОКАРЕВ

О НЕКОТОРЫХ ЧЕРТАХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ
КОЛЬСКО-СКАНДИНАВСКОГО РЕГИОНА

(по данным сейсмичности)

Распределение очагов землетрясений является важным признаком для познания некоторых черт глубинного строения Земли. Землетрясения показывают наличие движений, происходящих в настоящее время в земных глубинах.

Важность анализа материалов по сейсмичности разных регионов показана многими исследователями (14, 15, 11, 2).

Венинг-Мейнес (14) выявил четкую связь между расположением очагов землетрясений Ост-Индии и молодыми складчатыми структурами этого региона. Кийо-Вадати (15) установил для Японии расположение очагов землетрясений полосами вдоль контуров континента. Им было установлено наличие трех важных региональных структурных линий: «Траверсинг», «Соя» и «Киу-Шину». В пределах этих трех зон очаги землетрясений располагаются на различных глубинах (чем ближе к континенту, тем глубже). Землетрясения средней глубины находятся в близком соседстве с действующими вулканами.

Хайес (10) также отмечал, что в юго-западной части Тихого океана глубина расположения очагов глубокофокусных землетрясений возрастает с приближением к континенту.

Берладж (9) указал на то, что узкая зона очагов землетрясений на глубине около 100 км удивительно точно следует за контурами берегов островов Суматра и Ява. Это свидетельствует о тесной связи расположения очагов землетрясений с геологической структурой архипелага. Считалось несомненным, что эти очаги лежат вдоль хорошо известной геологам внутренней зоны орогенической активности района. Очаги меньшей глубины располагаются в южной части моря Банда и следуют за внешней дугой орогена.

Гутенберг и Рихтер (10) отмечали, что в Тихом океане ясно намечается связь сейсмичности с третичными структурами. Они считали, что расположение очагов средней глубины может даже служить основанием для пересмотра «структурных геологических линий» регионального порядка (там, где другие материалы оказываются недостаточными).

Для территории Турции Лан (13) указывает на четкую связь между направлением зон интенсивной сейсмичности и простиранием главных складчатых структур. Северо-Анатолийская широтная сейсмическая зона точно совпадает с направлением главных складчатых структур, так же

как Эгейская и Мраморская зоны сейсмичности. Аналогичное совпадение автор отмечает и для меридиональных структур Сирии. Однако из его материалов можно усмотреть, что многие складчатые и сбросовые структуры располагаются и вне районов проявления максимальной сейсмической активности.

Хесс (12) для Вест-Индии указывает, что очаги располагаются вдоль дуги Малых Антильских о-вов и полосы вулканов, а также установленной здесь региональной зоны сдвига.

Заварицкий (2) опубликовал обобщенные материалы о связи расположения очагов глубокофокусных землетрясений с макроструктурами земной коры. Он считал, что землетрясения больших глубин, дающие как продольные, так и поперечные волны, должны происходить в твердой среде и связаны с разрывами в ней. Полосу очагов глубинных землетрясений в районе Курильских о-вов Заварицкий рассматривал как некоторую зону в литосфере, в пределах которой происходит движение типа сдвигов, сопровождающееся срывами. Заварицкий считал, что эти глубокие движения в литосфере могут являться причиной, порождающей складчатость, разрывы и всю «альпийскую тектонику» во внешних частях оболочки Земли. Масштаб и энергия этих глубинных движений огромны и намного превышают тектонические процессы верхних частей литосферы.

Дальневосточные зоны глубинных движений пространственно связаны с вулканическими дугами и выходят на поверхность земной коры в глубоких океанических впадинах, угол их наклона к горизонту (под континенты) меняется для Тихоокеанского кольца в пределах от 30 до 50°. Относительное движение по этим наклонным поверхностям происходит таким образом, что материк как бы надвигается на океаническое дно. Гряды (дуги) вулканов обычно располагаются над зонами глубинных движений в 100—150 км по вертикали. Отсюда расположение вулканических дуг на земной поверхности, по-видимому, отражает распределение зон глубинных движений в литосфере.

Для ряда районов суши, хорошо изученных геологически, многие авторы с различным успехом пытались выявить связь расположения очагов со складчатыми и разрывными структурами. Сюда относятся работы П. Н. Кропоткина по Сибири, Г. П. Горшкова по Средней Азии и др.

Для интересующего нас региона попытки геологического анализа материалов по сейсмичности и ее связи с макроструктурами земной коры до сих пор производились только по старым отрывочным материалам Сальстремом, Кольдерупом, Ренквистом. Достаточно полные сводки по сейсмичности региона были опубликованы только в 1957 г.

На прилагаемых картах-схемах нанесены все опубликованные сведения о землетрясениях, происходивших в Кольско-Скандинавском регионе с 1729 по 1950 г. на суше и в море близ побережья, не далее 1° от линии берега (рис. 1 и 3), силой не выше 3 баллов. Данные о сейсмичности той части территории региона, которая входит в СССР, касаются только сильных макроземлетрясений (в 6 баллов и более, по шкале Меркалли).

Основной фактический материал при составлении карт и разрезов нами взят из работы Боота (8). В ней собраны сведения о всех землетрясениях, происходивших на территории Финноскандии с 1891 по 1950 г. Число землетрясений этого периода для нашего региона достигает 1094. Они располагаются на территории Карельской АССР, Кольского п-ова, в Архангельской области, на территории Норвегии, Финляндии, Швеции.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

В нашем регионе резко преобладают приповерхностные землетрясения с очагами глубиной менее 12 км. Для удобства чтения и пользования предлагаемыми картами-схемами эти землетрясения вынесены на отдельный чертеж, что отнюдь не является попыткой классификации землетрясений по глубине.

Рассмотрим сначала распределение очагов землетрясений глубже 12 км, а затем обратимся к приповерхностным землетрясениям.

На прилагаемой карте-схеме (рис. 1) видна резкая неравномерность распределения эпицентров. Здесь выделяются отдельные участки («узлы») и две вытянутые полосы (зоны), в которых концентрируется подавляющее большинство эпицентров. Сюда относятся: 1) узел Согне-фиорда (Норвегия); 2) Бергенский узел (Норвегия); 3) узел Оулу (Финляндия); 4) узел Осло-фиорда (Норвегия); 5) Согне-Бергенская зона (Норвегия); 6) Клар-Эльвская зона (Швеция).

Зоны вытянуты в северо-восточном направлении, примерно вдоль главных складчатых структур региона и почти параллельны между собой. По мере продвижения на северо-восток сейсмическая активность в обеих зонах падает, а глубина очагов быстро уменьшается. Таким образом, обе зоны на широте около 70° с. ш. как бы поднимаются к поверхности Земли. На территорию СССР ни одна из них не переходит. Возможно, что такое распределение очагов связано с неравномерностью расположения сейсмостанций. Дальнейшие наблюдения покажут, насколько верно заключение о падении сейсмической активности к северо-востоку (вдоль обеих зон).

В пределах разреза А-А (рис. 2) расположение очагов неравномерное. Подавляющее большинство их находится в самой верхней части, близ поверхности Земли.

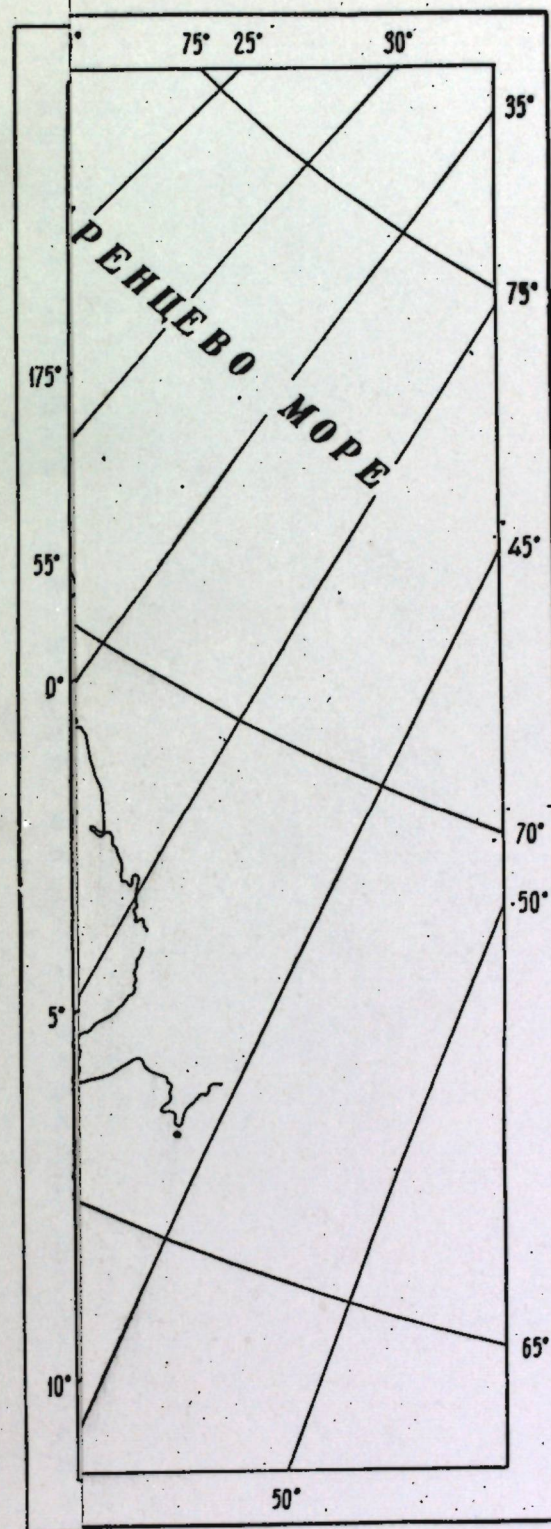
Очаги образуют здесь почти непрерывную группу («горизонт»). Нижняя граница этого «горизонта» максимальной активности в общем полого поднимается к востоку под углом около 15°. В районе Норвежского моря, на побережье Скандинавии, эта нижняя граница располагается на глубине 300 км. В районе балтийского побережья Скандинавии она находится на глубине 150 км. Если продолжить далее к востоку нижнюю границу максимальной активности, то она выходит к дневной поверхности в районе восточного (рижского) побережья Балтийского моря, где докембрийские породы на поверхности неизвестны.

Если нижнюю границу «горизонта» максимальной активности провести не обобщая, по фактически установленным очагам, то она принимает вид ломаной кривой с двумя большими максимумами, которые намечают две зоны: Согне-Бергенскую и Клар-Эльвскую.

Согне-Бергенская зона имеет ширину более 120 км, Клар-Эльвская — 80—90 км. Первая зона на разрезе располагается вертикально, вторая — круто наклонена (около 80°) в сторону Русской платформы.

С глубиной число землетрясений в пределах этих зон резко падает. Имеет место очень большой разрыв (интервал) между самыми глубокими очагами и землетрясениями средних глубин (до 330 км по вертикали).

В разрезе Б-Б (рис. 2) расположение очагов неравномерное. Они образуют здесь довольно тесную группу с максимальным скоплением в середине разреза. Почти все землетрясения располагаются в пределах глубин до 60 км (внутри собственно земной коры). Глубокие очаги отсутствуют. Наибольшая глубина землетрясений — 120 км. Возможно, что



здесь как бы намечается окончание глубинной Клар-Эльвской зоны, южнее, по-видимому, поднимающейся к самой земной поверхности.

Расположение очагов и здесь намечает подъем нижней границы «горизонта» максимальной активности к востоку. В районе Каттегата она находится на глубине 120 км, а на побережье Балтийского моря выходит к земной поверхности.

В разрезе В-В расположение очагов весьма неравномерное. Их подавляющее большинство концентрируется в верхней части разреза, на глубинах менее 60 км. Обобщенная нижняя граница «горизонта» максимальной активности полого поднимается к востоку под углом около 20° . В Норвежском море и Ставангере она проходит на глубине 180 км. У западного побережья Балтийского моря эта граница выходит к земной поверхности.

На нижней границе «горизонта» максимальной активности намечается два понижения. Одно из них, по-видимому, фиксирует Согне-Бергенскую зону, второе относится к Клар-Эльвской. Последняя здесь поднимается до 120 км.

Согне-Бергенская зона в нижней части фиксируется одним глубоким очагом (560 км) и шестью очагами средних глубин (100—180 км). Ее ширина, по-видимому, превышает 120 км. Она наклонена к юго-востоку под углом около 60° . В пределах Согне-Бергенской зоны имеет место большой разрыв (интервал) в 400 км по вертикали между группой очагов средней и большой глубины.

Клар-Эльвская зона намечается серией землетрясений средних глубин. Ее ширина, по-видимому, превышает 130 км. Она наклонена к юго-востоку под углом около 60° .

В разрезе Г-Г намечается одна глубинная зона, соответствующая Согне-Бергенской. Наибольшая глубина очагов в ней достигает 320 км. Ширина зоны — до 100 км. Падение ее направлено к северо-западу под углом около 70° .

Большая часть землетрясений и на этом разрезе располагается в пределах глубин 60—70 км. Нижняя граница «горизонта» максимальной активности полого поднимается к востоку под углом около 10° . У побережья Норвежского моря она находится на глубине 120 км, а близ Хельсинки — на глубине 70 км. Интервал между глубинными землетрясениями и очагами средних глубин составляет до 100 км. Они почти сливаются.

В разрезе Д-Д главная масса очагов также находится в пределах глубин до 60 км. Нижняя граница «горизонта» наибольшей активности располагается здесь почти горизонтально. По концентрации очагов также намечаются две зоны соответственно выделенным в других разрезах. Согне-Бергенская зона имеет здесь ширину до 120 км. Самый глубокий очаг в ее пределах находится в 150 км от земной поверхности. Зона, по-видимому, наклонена к юго-востоку под углом около 70° . Клар-Эльвская зона имеет в ширину до 90 км, наклонена к юго-востоку под углом до 70° , и самый глубокий очаг в ней находится в 240 км от поверхности. Интервала между группами землетрясений по вертикали почти не наблюдается. Южнее Клар-Эльвской зоны, под «узлом» Оулу, находятся два очага на глубинах около 180 км.

Продольный разрез Согне-Бергенской зоны Е-Ж-З-И-К (рис. 2) проходит по ломаной линии вдоль северо-западного побережья Скандинавии, от района мыса Нордкап через о-ва Вестеролен к Тронхейму и Бергену до Северного моря. На разрез нанесены все очаги зоны до 50 км в обе стороны от линии разреза.

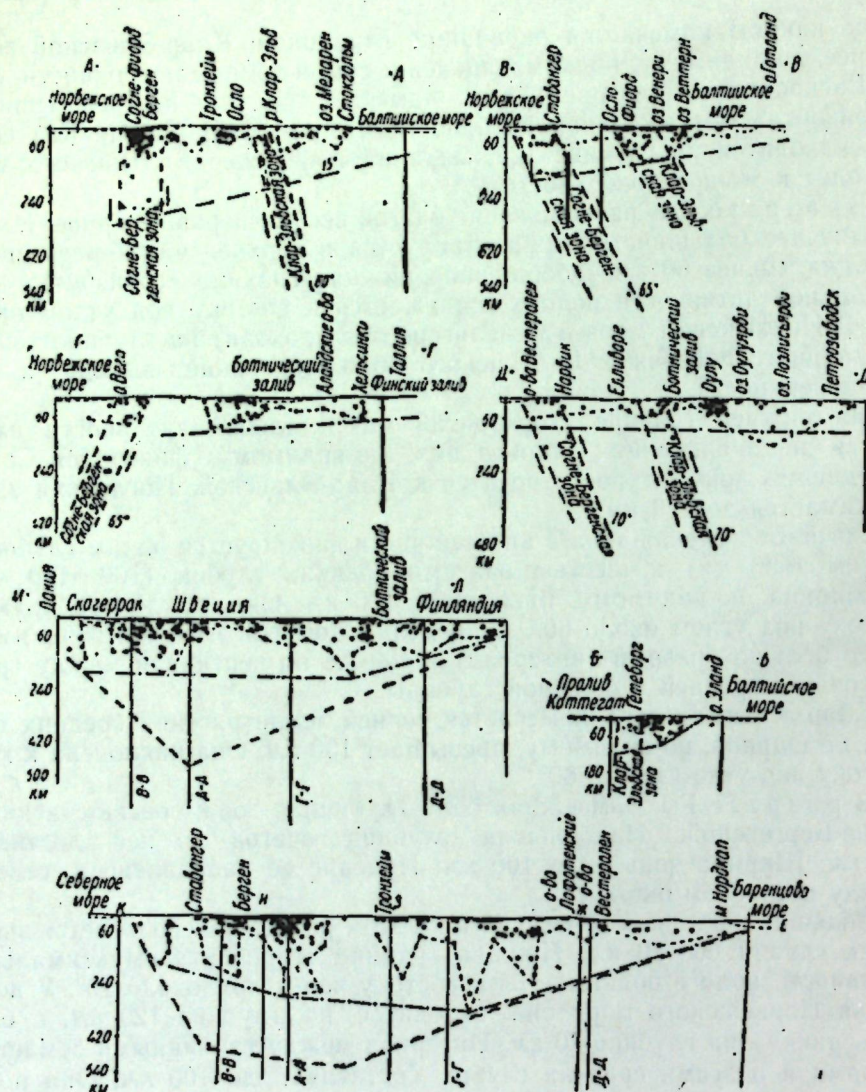


Рис. 2. Схема расположения очагов землетрясений по разрезам А-А, Б-Б, В-В, Г-Г, Д-Д, Е-Ж, З-И-К, Л-М.

Первые пять разрезов — поперечные, последние — продольные вдоль зон Согне-Бергенской и Клар-Эльвской. Уменьшено с м-ба 1:5 000 000. Обозначения те же, что и на рис. 1.

С юго-запада на северо-восток происходит общее падение сейсмичности внутри зоны. От сильно активных районов Ставангера и Бергена к северо-востоку число землетрясений быстро уменьшается, и близ Нордкапа в пределах зоны мы видим лишь единичные очаги.

Глубокие землетрясения известны лишь в южной части зоны (на глубинах 500—560 км). Очаги средней глубины располагаются почти по всей зоне (60—300 км). Севернее о-вов Вестеролен они уже не встречаются. По направлению к северо-востоку нижняя граница распространения очагов больших и средних глубин быстро поднимается, а в районе о-ва Арней Согне-Бергенская зона замыкается. На всем ее протяжении происходят резкие колебания глубины очагов. Подавляющее большинство их сосредоточено в самых верхних частях зоны (до глубины 60 км). Значительное число очагов находится на средних глубинах — 60—300 км.

Продольный разрез Л-М Клар-Эльвской зоны (рис. 2) проходит по прямой линии (СВ 40° по меридиану 25° в. д.), от границы СССР с северной Финляндией до Скагеррака.

Подавляющая масса очагов находится в верхней части зоны, до глубины 60 км. Общее число землетрясений значительно меньше, чем в Согне-Бергенской зоне, а глубокофокусное — только одно. Распределение очагов более равномерное, чем в Согне-Бергенской зоне. Резкие перепады глубин очагов наблюдаются редко. Число очагов уменьшается к северу вдоль зоны, но более плавно, чем в Согне-Бергенской зоне. Очаги глубже 60 км в северной части зоны отсутствуют. Вдоль зоны нижняя граница «горизонта» максимальной активности сохраняет примерно горизонтальное положение.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

На всех разрезах (рис. 2) можно видеть расположение очагов глубиной менее 12 км. Они также располагаются неравномерно по территории региона, в общем полностью повторяя характер распределения очагов больших и средних глубин (рис. 3). Здесь также выделяются сгущения («узлы») и зоны, совпадающие с выявленными ранее. Однако значительное число приповерхностных землетрясений зафиксировано и за пределами этих зон. Характерно наличие ряда пунктов с многократным (до 45 раз) повторением приповерхностных ударов.

ГЛУБИНА И СИЛА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Намечается прямая зависимость между глубиной фокусов землетрясений и силой их ударов. Даже выборочное сопоставление этих данных показывает, что чем глубже гипоцентр, тем больше сила землетрясения.

СВЯЗЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ СТРОЕНИЕМ

Намечается определенная связь распределения землетрясений с геологическим строением региона. В разрезе А-А высокосейсмичный район Согне-фиорда сложен обширным полем древнейших архейских пород и древних гранитов докембрия (γ_1). Здесь, над участком интенсивной сейсмичности, древнейшие породы вскрыты эрозией, по-видимому, вследствие интенсивного поднятия этого участка.

Далее на ЮВ 120° по разрезу А-А находится участок с относительно малым числом землетрясений на интервале глубин до 120 км. Он занят депрессией, в которой располагаются отложения нижнего палеозоя-кембрия и нижнего силура. Сюда же должен быть отнесен и грабен Осло. Район выхода на дневную поверхность Клар-Эльвской зоны глубинной сейсмичности (на том же разрезе А-А) также сложен древнейшими архейскими породами и гранитами.

Изложенное показывает, что землетрясения средних и больших глубин на разрезе А-А приурочены главным образом к участкам поднятия. Однако, как исключение, следует отметить район Стокгольма и озер Меларен, близ побережья Балтийского моря, где выходят те же древнейшие породы, но глубинные землетрясения отсутствуют, а очаги малых глубин редки.

На разрезе Б-Б очаги также приурочены к участкам, сложенным древнейшими архейскими метаморфическими породами. В тех участках разреза, где выходят нижнепротерозойские (с прорывающими их гранитами) или палеозойские отложения, землетрясения отсутствуют. Сейсмичными оказываются только участки поднятия.

На разрезе В-В связь распределения очагов с геологией выявляется еще более отчетливо. Здесь все землетрясения приурочены к участкам выходов на дневную поверхность древнейших архейских метаморфических пород и отсутствуют на участках, занятых гранитами архея, образованиями протерозоя и нижнего палеозоя. И здесь сейсмичными оказываются только участки поднятия.

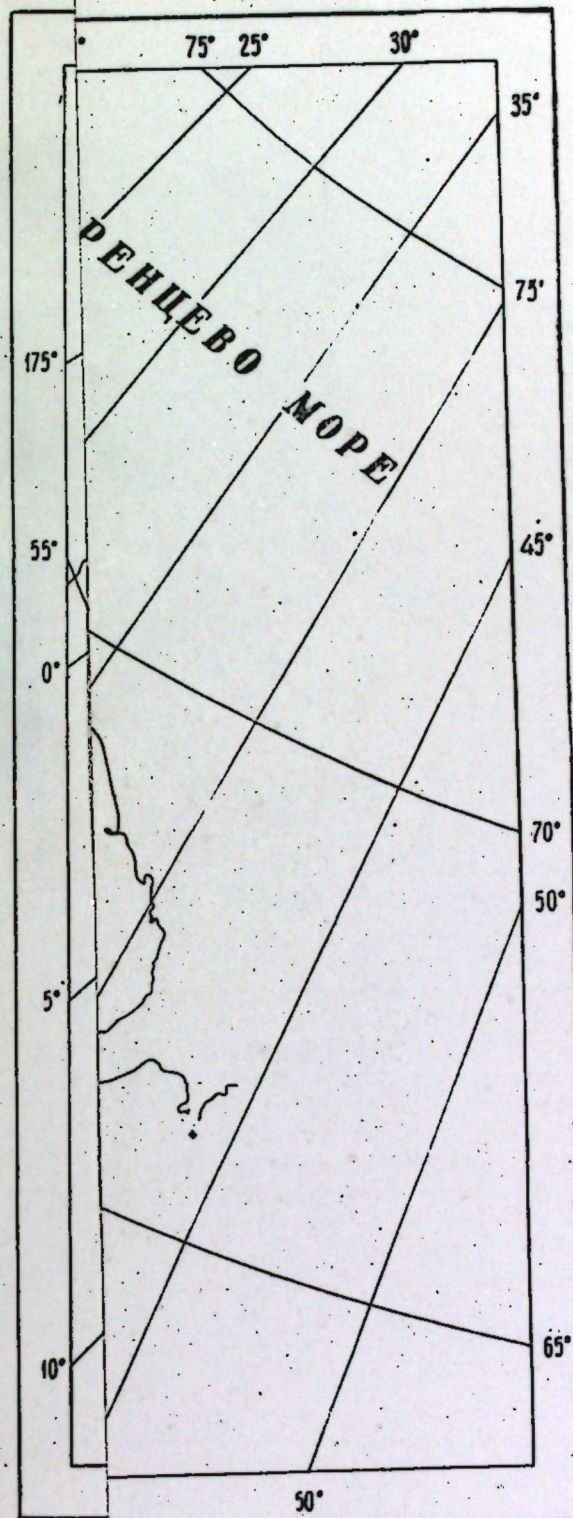
В разрезе Г-Г на всех участках, где выходят древнейшие метаморфические породы архея, мы всегда видим группы очагов землетрясений различной глубины. Участки, сложенные протерозойскими породами, всегда оказываются асейсмичными. На основании таких соотношений по характеру сейсмичности разреза Г-Г можно высказать предположение, что дно Ботнического залива под тонким слоем современных отложений должно быть сложено метаморфическими породами архея. Здесь располагается группа очагов средней глубины.

По разрезу Д-Д максимальные сгущения очагов располагаются в районах обширных полей метаморфических пород архея. Исключением является район Нарвик — о-ва Вестеролен. Здесь группа очагов (часть Согне-Бергенской зоны) располагается в районе, сложенном крупными массивами древних гранитов.

По простиранию Согне-Бергенской зоны (разрез Е-К, рис. 2) соотношения сейсмичности с геологическим строением аналогичны. Район очень высокой сейсмичности близ Согне-фиорда соответствует обширному массиву древнейших архейских пород. Однако в северной части этого массива очаги почти отсутствуют. Как исключение, в пределах зоны следует отметить район Тронхейма, где разрез проходит по породам нижнего палеозоя и известны очаги глубиной не более 10 км. На большом интервале разреза, между пунктами Ж и З, повышенная активность, в том числе и землетрясения средних глубин (до 300 км) связана с наличием полосы многочисленных крупных интрузий гранитов неустановленного возраста, прорывающих отложения нижнего палеозоя. Все землетрясения здесь располагаются на участках, сложенных гранитами, и совершенно отсутствуют на участках, сложенных породами палеозоя. В северной части отрезка Ж-З редкие очаги связаны с выходами архейских пород.

В пределах Согне-Бергенской зоны располагается ряд очагов землетрясений средней глубины (до 300 км) и два глубокофокусных (500 и 560 км). Создается впечатление, что эта зона «прорубает» твердую и пластичные оболочки земли. Расположение Согне-Бергенской зоны не согласно с расположением региональных «надвигов» северо-западной Скандинавии на контактах образований архея и палеозоя. При близком простирании в плане их расположение на глубину резко различно.

По простиранию Клар-Эльвской зоны (разрез Л-М) сейсмичность довольно равномерна. Разрез проходит по районам, сложенным породами архея и древними гранитами. Дно пролива Скагеррак оказывается сейсмичным. В нем известны землетрясения глубиной до 160 км. Напомним, что ближайшие районы северной Дании сложены образованиями мелового возраста, т. е. должны быть асейсмичными. Однако по наличию очагов можно предположить, что дно пролива Скагеррак сложено метаморфическими породами архея, возможно, прикрытыми тонким слоем мезозойских отложений.



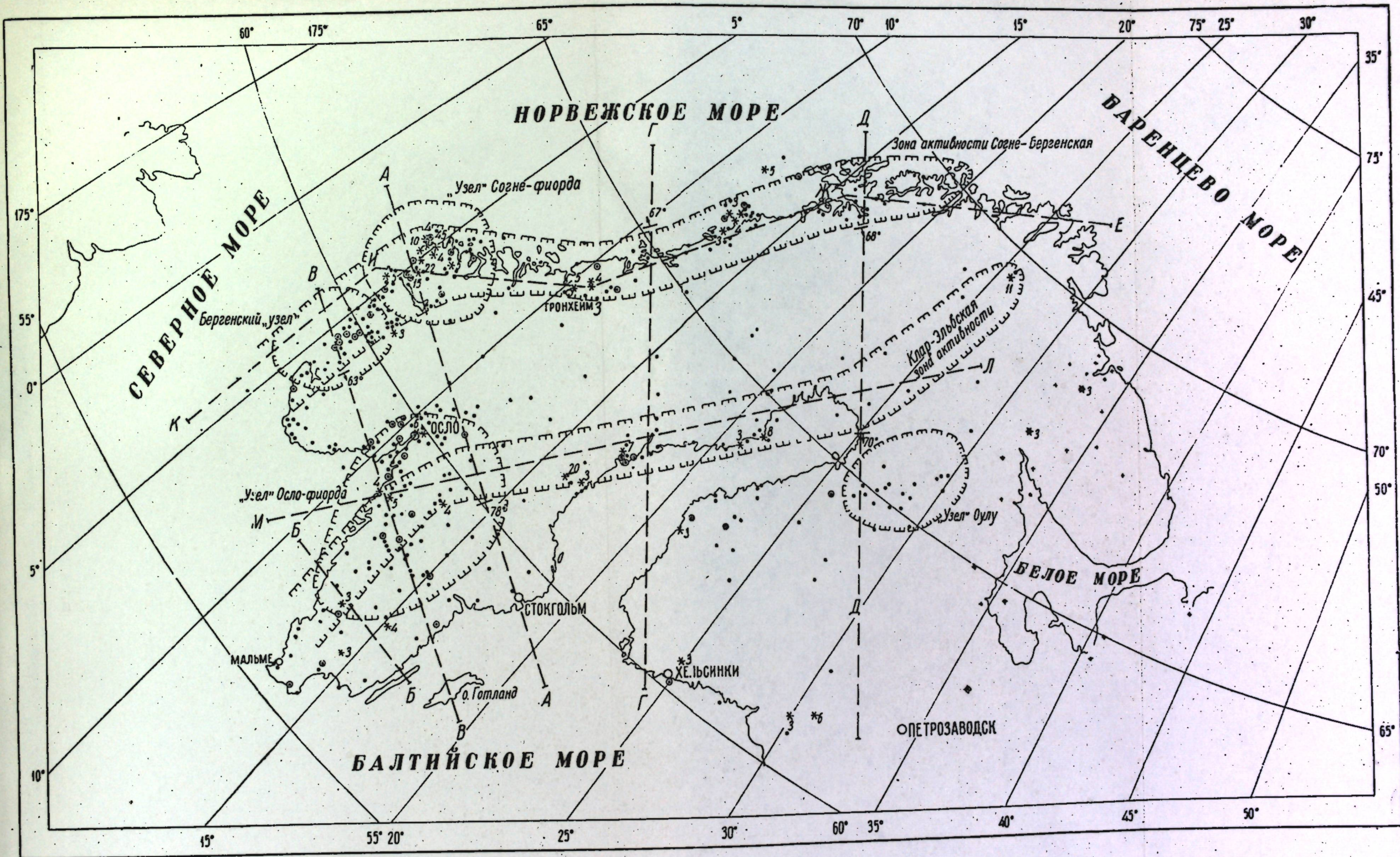


Рис. 3. Карта-схема расположения эпицентров приповерхностных землетрясений в Кольско-Скандинавском регионе.

1 — эпицентры землетрясений (глубиной 10—15 км); 2 — пункты повторных землетрясений; 3 — пункты многократных землетрясений (цифра у точки обозначает число землетрясений в данной точке); 4 — линии разрезов А-А, Б-Б и др.; 5 — пункты, глубина очагов которых не установлена; 6 — эпицентры нанесены ориентировочно; 7 — контуры сейсмически активных зон и «узлов»; 8 — падение зон на глубину.

В характере распределения сейсмичности рассматриваемого региона можно усмотреть определенную связь с распределением аномалий силы тяжести. На карте гравитационных аномалий северной Европы, составленной Т. Хонкасало (16), ясно видна серия полос аномалий, располагающихся поясами вдоль древней складчатости (а не образующих кольца вокруг центра поднятия, как этого можно было ожидать).

При этом Согне-Бергенская зона сейсмичности точно совпадает с полосой отрицательных аномалий силы тяжести, достигающих местами значения в -60 мгл. В районе узла Согне-фиорда аномалии силы тяжести имеют наибольшую контрастность. Здесь рядом располагаются контуры участков $+60$ и -60 мгл. Северо-восточное поднятие (окончание) Согне-Бергенской зоны совпадает с участком значительных отрицательных аномалий (до -60 мгл) в южном Финмаркене.

Поле силы тяжести в полосе развития Клар-Эльвской зоны менее характерно. Отрицательно-аномальные участки здесь имеют более расплывчатые широкие контуры, выходящие далеко за пределы зоны к юго-востоку. Аномалии лишь в середине зоны местами достигают значения -60 мгл.

ВЫВОДЫ

1. Подавляющее большинство землетрясений Кольско-Скандинавского региона происходило на глубинах менее 60 км, концентрируясь при этом в зоны и узлы с повышенной сейсмичностью.

2. Неравномерным расположением очагов региона намечаются две крупные зоны современных движений и четыре высокоактивных «узла». Макросейсмические явления в пределах зон происходят только местами, в то же время в пределах «узлов» они обычны.

3. Общая сейсмичность Кольско-Скандинавского региона, а также число землетрясений в пределах выделенных зон, по-видимому, понижаются по мере продвижения на северо-восток.

4. На территорию СССР выделенные зоны не переходят, заканчиваясь в пределах Швеции и Норвегии (см. выше).

5. Согне-Бергенская зона прослеживается по простиранию на 2000 км от Северного моря до о-ва Арнёй (Норвежское море) и м. Нордкап. Ее ширина $100-120$ км. Судя по наличию двух глубинных очагов, зона распространяется местами на глубину до $500-560$ км. Ее наклон на различных участках направлен, по-видимому, в разные стороны, насколько об этом можно судить по расположению очагов: в юго-западной части — на юго-восток или вертикально, в центральной части — на северо-запад под углом около 70° , в северо-восточной части — на юго-восток под углом около 70° . В пределах зоны намечается разрыв (интервал) между глубокофокусными землетрясениями ($500-560$ км) и землетрясениями средних глубин ($60-300$ км). Этот интервал достигает 200 км по вертикали.

6. Клар-Эльвская зона прослеживается по простиранию на 1350 км от Скагеррака на юге, почти до западной границы Кольского п-ова на севере. Ее ширина $80-90$ км. На глубину эта зона распространяется до 500 км (насколько об этом можно судить по одному очагу). Наклон ее всюду направлен на юго-восток под углами $60-80^\circ$. Разрыв между землетрясениями средних глубин и глубокофокусными еще более значителен, чем в первой зоне и достигает 300 км по вертикали.

п 61856

Центральная научная
библиотека

7. Распределение приповерхностных землетрясений (12 км и выше) полностью повторяет в плане характер расположения более глубоких очагов.

8. Направление зон в общем согласно с простиранием «региональных надвигов» северо-западной Скандинавии. Однако на глубине их положение различно. В свое время считалось, что перемещения в «региональных надвигах» здесь происходят по очень пологим, почти горизонтальным поверхностям. Зоны же глубинных движений, как мы видели, круто уходят вниз до глубин 500—560 км.

9. По всей территории региона намечается связь сейсмичности с участками поднятия, которые сложены древнейшими породами архея или гранитами. Депрессии, занятые образованиями протерозоя, палеозоя и мезозоя, оказываются асейсмичными.

10. Во всех поперечных разрезах (кроме Д-Д) нижняя граница «горизонта» максимальной активности поднимается к востоку под углами 10—20°. Обычно она выходит к дневной поверхности в тех частях Русской платформы, где начинаются обширные области распространения отложений палеозоя, у края региональных депрессий. Можно предположить, что концентрация очагов в отдельных участках Кольско-Скандинавского региона и выход нижней границы горизонта внутрикоровых очагов на дневную поверхность намечают наличие движений поднятия для отдельных участков региона.

Если считать, что землетрясения на глубинах до 60 км приурочены к земной коре, то расположение нижней границы распространения приповерхностных землетрясений, вероятно, намечает среднее положение нижней границы земной коры для нашего региона.

Судя по расположению и концентрации очагов внутрикоровых землетрясений, в некоторых внутренних районах Скандинавии мощность земной коры, по-видимому, местами возрастает до 100—120 км. Это отмечается, например, для района оз. Венери, бассейна р. Индальс-Эльв, бассейна р. Шеллефте-Эльв.

11. Многолетние наблюдения показывают в регионе наличие интенсивных относительных вертикальных перемещений большой амплитуды. Направление движений определяется геофизическими и историческими данными. Установлено, что в настоящее время вся Скандинавия в целом испытывает поднятие. В наших активных зонах каждое восточное крыло поднимается по отношению к западному. Район восточной части Ботнического залива является участком максимальных поднятий. К северу и югу от него интенсивность поднятий уменьшается. Примерно на середине Каттегата проходит нулевая линия. Далее на юг располагаются области многовекового погружения.

12. Районы высокой сейсмической активности располагаются: а) у Согне-фиорда, б) близ Бергена, в) в районе Осло-фиорда-Гётеборга, г) к востоку от окончания Ботнического залива, в Финляндии (близ Оулу). В пределах этих узлов на разных глубинах постоянно наблюдаются землетрясения, часто повторяющиеся (до 45 раз в одном пункте). Особенно многочисленны землетрясения в районе Согне-фиорда.

13. Намечается связь зон глубинных движений с макрорельефом региона. Согне-Бергенская зона точно совпадает на всем своем протяжении с северо-западным побережьем Скандинавии. Северная половина Клар-Эльвской зоны параллельна северному берегу Ботнического залива, а южная — берегам Каттегата. Эти совпадения не могут быть случайными. По-видимому, обе зоны являлись одним из факторов, в свое время определившим в общих чертах главные контуры Скандинавского п-ова.

Зоны глубинных движений, подобно выявленным в Кольско-Скандинавском регионе, уже указывались разными авторами для различных районов. Они сосредоточены преимущественно по периферии Тихого океана и предположительно указываются для некоторых участков западной окраины Атлантического океана.

Всюду намечается связь между положением зон глубинных движений и вулканами и крупными элементами рельефа. Вдоль выходов зон глубинных движений всегда протягиваются цепи действующих вулканов, кордильеры, островные дуги. Они обычно располагаются с внутренней стороны глубинных зон, там, где последние подходят к земной поверхности снизу на расстояние 100—150 км (2, 14).

Выходы тихоокеанских зон глубинных движений на земную поверхность всегда приурочены к глубочайшим узким впадинам морского дна (Курильские и Алеутские о-ва, Индонезия, Южная Америка и другие регионы). В районе Охотского моря и Камчатки поверхность глубинных движений, к которой приурочены глубоководные землетрясения, выходит как раз в Курильскую впадину (2).

Святловский указывает, что сильнейшие тихоокеанские цунами возникают в глубоководных океанических впадинах, протягивающихся вдоль гряды Курильских, Алеутских о-вов, Японии, Камчатки. «...Эпицентральная зона связана с поясом разломов и сбросов, расположенных на западных склонах глубоководной впадины...» (4, стр. 16).

Масштаб и силу явления можно характеризовать при помощи следующих цифр. Камчатское цунами 5 ноября 1952 г. двигалось у берегов о-ва Матуа со скоростью до 480 км/час. Установлено, что скорость цунами, пересекающих Тихий океан в районах с глубинами до 4 км, составляет в среднем 720 км/час. Причиной цунами являются землетрясения с гипоцентрами, близкими к поверхности земли. Глубоководные землетрясения, происходящие западнее Курильских о-вов и Камчатки, не сопровождаются изменениями рельефа дна океана и цунами (там же, стр. 51). Изучение рельефа дна океана в районе Камчатско-Курильской гряды показало наличие в зоне землетрясений вертикальных обрывов значительной высоты, имеющих сбросовое происхождение (по Святловскому).

Таким образом, для периферии Тихого океана можно считать надежно установленной тесную связь между образованием глубочайших узких депрессий морского дна и процессами глубоких движений в литосфере.

Общее направление движений по глубинным зонам Тихого океана таково, что там происходит надвигание континентальной части земной коры на океаническую. Это перемещение происходит по поверхностям, полого погружающимся под континент. Углы их наклона меняются от 30 до 50°. Так, для района Курильских о-вов угол наклона зоны в сторону материка достигает 40°. Для региона Японии наклон поверхности зоны в сторону континента составляет также 40°. В индонезийском районе наклон поверхности достигает 50° в сторону континента.

Глубинные зоны Кольско-Скандинавского региона отличаются рядом характерных особенностей по сравнению с аналогичными зонами других регионов. Например, наклон поверхностей здесь значительно круче (60—90°), чем в любом другом случае (30—50°). Островных дуг, цепей вулканов или кордильер, непосредственно связанных с глубинными зонами, здесь нет. В отличие от других регионов выход на земную поверхность наших зон не связан с наличием глубоких депрессий. Обе

зоны Кольско-Скандинавского региона выходят на сушу. При этом участки максимальной сейсмичности в пределах выходов обеих зон соответствуют не погружениям, а поднятиям земной коры. Для одной и той же зоны направление падения и его угол могут меняться в пределах от 60 до 90°. Направление относительных смещений по глубинным зонам аналогично тихоокеанским. Океаническая часть литосферы поддвигается под континентальную.

Резко отличен возраст складчатых структур, с которыми связаны описанные зоны. Во всех других регионах глубинные зоны сейсмичности развиты в пределах распространения молодых подвижных геосинклинальных поясов киммерийского или альпийского возраста. Здесь же эти зоны располагаются в области развития древних нижне-палеозойских складчатых сооружений (Согне-Бергенская зона) или в пределах распространения древнейших докембрийских складчатых структур (Клар-Эльвская зона).

Форма рассматриваемых зон в плане также отлична от других. Общим для всех других зон является то, что они всегда оказываются вытянутыми вдоль подвижных поясов земной коры. В пределах развития молодых структур зоны глубинных движений, как правило, имеют в плане форму дуг, тогда как в Кольско-Скандинавском регионе они вытянуты прямолинейно, по простиранию подвижной зоны. Если рассматривать их в более общем плане, то и здесь они, следуя за каледонидами, должны образовывать огромную дугу, проходящую от Финмаркена к Шпицбергену и далее на восточное побережье Гренландии. В настоящее время данных о сейсмичности и характере глубинных зон для гренландской части региона пока не имеется.

Таким образом, в Кольско-Скандинавском регионе устанавливается наличие в земной оболочке крупных современных смещений. Намеченные зоны «прорубают» литосферу местами до глубин в 500—560 км. Они, несомненно, определяют характер и направление различных геологических процессов в более высоких «этажах» земной коры и на ее поверхности.

Возможно, что образование исключительно своеобразных крупных флексур вдоль восточного побережья Гренландии является отражением движений в подобных глубинных зонах так же, как и своеобразное развитие поверхности земной коры на суше и на дне морей в рассматриваемом регионе.

Масштаб глубинных движений, выявляемый сейсмичностью, очень значителен и примерно одинаков для всех регионов. Глубинные движения, несомненно, имеют огромную энергию. Причины возникновения этих явлений все еще не могут считаться установленными. По-видимому, здесь имеют место структурно-тектонические смещения, волочение и срывы в глубоких частях литосферы, имеющие гораздо более широкое развитие и значение в тектогенезе вообще, чем это до сих пор считалось.

Зоны глубинных движений Кольско-Скандинавского региона, по-видимому, существуют уже длительное время. Движения, происходящие по ним, развивались в течение значительного периода. Они активно проявляются и в настоящее время, что достаточно убедительно доказывается сейсмичностью. Эти глубинные процессы имеют большое значение для развития всей геологической структуры земной коры в данном регионе, ее тектонического строения, ориентировки складчатых и разрывных структур, проявлений магматизма и распределения месторождений полезных ископаемых.

Сопоставляя современные движения земной коры с недавним (в геологическом смысле) прошлым региона, мы можем видеть некоторые особенности развития «живой» тектоники, проявляющейся в сейсмичности.

Если современные движения в Кольско-Скандинавском регионе происходят одновременно с интенсивными движениями в районе архипелага Шпицберген, то каких-либо следов третичных активных движений, так хорошо и надежно установленных для Шпицбергена, в нашем регионе мы пока не находим.

Также не проявляются здесь и движения мезозойского времени, с которыми обычно связывают образование всего обширного Центрального полярного бассейна и развитие тектонических явлений по всей периферии Арктики.

В пределах Кольского п-ова, несомненно, сохраняется еще активность разрывных дислокаций среднего палеозоя, с которыми связано внедрение нефелиновых сиенитов. Подтверждением может служить сейсмическая активность района Хибинского массива.

Однако дальнейшие связи современных движений с более древними структурами обрываются. Например, относящиеся большинством геологов к низам среднего палеозоя многочисленные дайки основных пород северной части Кольского п-ова, фиксирующие две серии субпараллельных разрывов на обширной территории, оказываются совершенно асейсмичными.

По данным геологических наблюдений, Полкановым, а затем и другими геологами в пределах Кольского п-ова было намечено несколько крупных региональных разрывных направлений, линий. Подтверждение или дополнение сейсмологических данными наличия этих линий крайне необходимо для теоретических и практических целей. В то же время сейсмичность Кольского п-ова еще очень слабо изучена. Отсюда и необходимость всемерного развития сейсмологических работ в этом районе.

По средней части Норвежского моря к югу от о-ва Ян-Майен протягивается широкая полоса современных вулканов, уходящая в Северную Атлантику и далее, вдоль Средне-Атлантического хребта. Наличие зон глубинных движений, связанных с этой полосой вулканов, несомненно. Однако пока ничего нельзя сказать об их расположении и размерах, а также о масштабе современных движений по ним. Сейсмичность Норвежского моря остается совершенно неизученной. Взаимоотношения наших зон глубинных движений с этой полосой вулканов и молодых разрывов остаются неясными (6).

Судя по наличию современных вулканов и их линейному расположению вдоль Атлантического хребта, последний является как бы огромным меридиональным швом в структуре земной оболочки. Логично предположить, что вдоль Средне-Атлантического хребта должны протягиваться и зоны глубинных движений, захватывающие внутренние оболочки земной коры. Дальнейшие работы покажут, являются ли они структурами тихоокеанского типа, которым свойственно наличие узких глубоких впадин (погружение) на поверхности дна океана и возникновение в них цунами, или же структурами кольско-скандинавского типа, для которых характерно наличие поднятий на участках выхода зон к поверхности.

Так или иначе наличие современных активных движений в глубоких частях литосферы нашего региона, фиксируемое землетрясениями, вызывает и характерные изменения рельефа морского дна. Последние

зоны Кольско-Скандинавского региона выходят на сушу. При этом участки максимальной сейсмичности в пределах выходов обеих зон соответствуют не погружениям, а поднятиям земной коры. Для одной и той же зоны направление падения и его угол могут меняться в пределах от 60 до 90°. Направление относительных смещений по глубинным зонам аналогично тихоокеанским. Океаническая часть литосферы поддвигается под континентальную.

Резко отличен возраст складчатых структур, с которыми связаны описанные зоны. Во всех других регионах глубинные зоны сейсмичности развиты в пределах распространения молодых подвижных геосинклинальных поясов киммерийского или альпийского возраста. Здесь же эти зоны располагаются в области развития древних нижне-палеозойских складчатых сооружений (Согне-Бергенская зона) или в пределах распространения древнейших докембрийских складчатых структур (Клар-Эльвская зона).

Форма рассматриваемых зон в плане также отлична от других. Общим для всех других зон является то, что они всегда оказываются вытянутыми вдоль подвижных поясов земной коры. В пределах развития молодых структур зоны глубинных движений, как правило, имеют в плане форму дуг, тогда как в Кольско-Скандинавском регионе они вытянуты прямолинейно, по простиранию подвижной зоны. Если рассматривать их в более общем плане, то и здесь они, следуя за каледонидами, должны образовывать огромную дугу, проходящую от Финмаркена к Шпицбергену и далее на восточное побережье Гренландии. В настоящее время данных о сейсмичности и характере глубинных зон для гренландской части региона пока не имеется.

Таким образом, в Кольско-Скандинавском регионе устанавливается наличие в земной оболочке крупных современных смещений. Намеченные зоны «прорубают» литосферу местами до глубин в 500—560 км. Они, несомненно, определяют характер и направление различных геологических процессов в более высоких «этажах» земной коры и на ее поверхности.

Возможно, что образование исключительно своеобразных крупных флексур вдоль восточного побережья Гренландии является отражением движений в подобных глубинных зонах так же, как и своеобразное развитие поверхности земной коры на суше и на дне морей в рассматриваемом регионе.

Масштаб глубинных движений, выявляемый сейсмичностью, очень значителен и примерно одинаков для всех регионов. Глубинные движения, несомненно, имеют огромную энергию. Причины возникновения этих явлений все еще не могут считаться установленными. По-видимому, здесь имеют место структурно-тектонические смещения, волочение и срывы в глубоких частях литосферы, имеющие гораздо более широкое развитие и значение в тектогенезе вообще, чем это до сих пор считалось.

Зоны глубинных движений Кольско-Скандинавского региона, по-видимому, существуют уже длительное время. Движения, происходящие по ним, развивались в течение значительного периода. Они активно проявляются и в настоящее время, что достаточно убедительно доказывается сейсмичностью. Эти глубинные процессы имеют большое значение для развития всей геологической структуры земной коры в данном регионе, ее тектонического строения, ориентировки складчатых и разрывных структур, проявлений магматизма и распределения месторождений полезных ископаемых.

Сопоставляя современные движения земной коры с недавним (в геологическом смысле) прошлым региона, мы можем видеть некоторые особенности развития «живой» тектоники, проявляющейся в сейсмичности.

Если современные движения в Кольско-Скандинавском регионе происходят одновременно с интенсивными движениями в районе архипелага Шпицберген, то каких-либо следов третичных активных движений, так хорошо и надежно установленных для Шпицбергена, в нашем регионе мы пока не находим.

Также не проявляются здесь и движения мезозойского времени, с которыми обычно связывают образование всего обширного Центрального полярного бассейна и развитие тектонических явлений по всей периферии Арктики.

В пределах Кольского п-ова, несомненно, сохраняется еще активность разрывных дислокаций среднего палеозоя, с которыми связано внедрение нефелиновых сиенитов. Подтверждением может служить сейсмическая активность района Хибинского массива.

Однако дальнейшие связи современных движений с более древними структурами обрываются. Например, относящиеся большинством геологов к низам среднего палеозоя многочисленные дайки основных пород северной части Кольского п-ова, фиксирующие две серии субпараллельных разрывов на обширной территории, оказываются совершенно асейсмичными.

По данным геологических наблюдений, Полкановым, а затем и другими геологами в пределах Кольского п-ова было намечено несколько крупных региональных разрывных направлений, линий. Подтверждение или дополнение сейсмологических данными наличия этих линий крайне необходимо для теоретических и практических целей. В то же время сейсмичность Кольского п-ова еще очень слабо изучена. Отсюда и необходимость всемерного развития сейсмологических работ в этом районе.

По средней части Норвежского моря к югу от о-ва Ян-Майен протягивается широкая полоса современных вулканов, уходящая в Северную Атлантику и далее, вдоль Средне-Атлантического хребта. Наличие зон глубинных движений, связанных с этой полосой вулканов, несомненно. Однако пока ничего нельзя сказать об их расположении и размерах, а также о масштабе современных движений по ним. Сейсмичность Норвежского моря остается совершенно неизученной. Взаимоотношения наших зон глубинных движений с этой полосой вулканов и молодых разрывов остаются неясными (6).

Судя по наличию современных вулканов и их линейному расположению вдоль Атлантического хребта, последний является как бы огромным меридиональным швом в структуре земной оболочки. Логично предположить, что вдоль Средне-Атлантического хребта должны протягиваться и зоны глубинных движений, захватывающие внутренние оболочки земной коры. Дальнейшие работы покажут, являются ли они структурами тихоокеанского типа, которым свойственно наличие узких глубоких впадин (погружение) на поверхности дна океана и возникновение в них цунами, или же структурами кольско-скандинавского типа, для которых характерно наличие поднятий на участках выхода зон к поверхности.

Так или иначе наличие современных активных движений в глубоких частях литосферы нашего региона, фиксируемое землетрясениями, вызывает и характерные изменения рельефа морского дна. Последние

в силу ряда обстоятельств сохраняются длительное время и могут служить признаками подобных движений в прошлом (возможно, до палеозоя включительно). Отсюда и важность детального изучения морфологии дна Норвежского и Баренцева морей, а также Северной Атлантики как вспомогательного пути для решения вопросов региональной геологической структуры земной коры.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Геологическая карта Евразии м-ба 1:6 000 000, под ред. Н. С. Шатского. 1954.
2. Заварицкий А. Н. Некоторые факты, которые надо учитывать при тектонических построениях. Изв. АН СССР, серия геол. № 2, 1946.
3. Панасенко Г. Д. Сейсмичность Кольского полуострова и Северной Карелии. Изв. АН СССР, серия геофиз. № 8, 1957.
4. Святловский А. Е. Цунами. Изд. АН СССР. 1957.
5. Токарев В. А. О сейсмичности района Баренцева моря. Тр. Лен. о-ва естествоисп., т. LXIX, вып. 2, 1957.
6. Токарев В. А. Геологическая интерпретация данных о сейсмичности Кольско-Скандинавского региона. ДАН, т. 119, № 4, 1958.
7. Умбгров Дж. Ф. Соотношения между геологией и гравитационным полем в Ост-Индском архипелаге. Сб. «Гравиметрические работы на море». Госгеолиздат, 1940.
8. Båth M. An earth-quake catalogue for Fennoscandia, for the years 1891—1950. Sver. Geol. Undersökning, Ser. c. № 545, Årsb. 50 (1956), № 1.
9. Berlidge H. P. One hundred deep-focus earthquakes in the Netherlands Indies. Proc. 6-th Pacif. Sci. Congr., vol. I, 1940.
10. Gutenberg B. and Richter C. F. Depth and geographical distribution of deep-focus earth-quakes. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 50, 1939.
11. Hayes R. C. The deep-focus earthquakes of the Southwest Pacific. Proc. 6-th Pacif. Sci. Congr., vol. I, 1940 (pp. 133).
12. Hess H. H. Gravity anomalies and Island arc structure with articular reference to the West Indies. Proc. Am. Phil. Soc., vol. 79, № 1, 1938.
13. Lahn E. Relations entre tectonique et séismisité en Turquie. Bull. Soc. Geol. Fr., vol. 17, № 7—8—9, 1948.
14. Vening-Meines F. A. Deep-focus and intermediate earthquakes in the East-Indies. Proc. Kon. Nederl. Akad. van Wetensk., vol. XIX, № 8, 1946.
15. Wadati Kiyō. The deep-focus earthquakes in Japan and its vicinity. Proc. 6-th Pacif. Sci. Congr., vol. I, 1940.
16. Honkasalo T. The land Uplift in Fennoscandia. Rep. V sess. SK MGU VIII, 1958.

А. С. САХАРОВ

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ СПОСОБА РАЗРЕЖЕНИЯ СЕТИ К ПОДСЧЕТУ ЗАПАСОВ

Характеризуя величину оруденения рудных месторождений, обычно оценивают общие запасы, мощность рудного тела и содержание в нем полезных компонентов. При этом величина линейного запаса рассматривается чисто математически как произведение мощности, содержания и объемного веса руды. Ведущим признаком изменчивости оруденения признается содержание руды, причем исследователи (2, 4) считают возможным брать коэффициент вариации содержания, иногда выведенный с теми или иными ограничениями, за основание для расчета необходимого количества опробуемых пересечений рудного тела. В целом же ряде случаев, например, в большинстве действующих сейчас «Инструкций по применению классификации запасов» к различным месторождениям, даются рекомендации только в отношении расстояния между выработками, а вопрос об их числе не затрагивается. Сравнительно немногие авторы (7, 8, 9, 5) полагают необходимым оценивать как расстояние между выработками, так и их количество на единицу площади.

Лучше всего закономерности оруденения выражаются представлениями Соболевского (10) об «осажденном слитке металла», если только помнить при этом о выводах Зенкова (1) относительно изменчивости рудных тел и параллельно учитывать как величину линейного запаса, так и мощность. Правда, истинная форма «осажденного слитка металла» остается неизвестной геологу, но одной из главных задач разведки и является подсчет запасов металла, т. е. отыскание тела, равновеликого по объему (с допустимой погрешностью) такому слитку, и имеющего ту же площадь. Исследуя ту часть погрешности подсчета запасов, которая зависит от изменчивости оруденения, уместно обратиться в первую очередь к линейному запасу, выражающему численную величину оруденения в данной точке. Если рудное тело уже околонушено по мощности, то для разведчика оно представляет вполне определенный объем. Для характеристики запаса металла в каждом пересечении этого тела на первый план выступают именно линейный запас и мощность и лишь потом — содержание металла.

Метод «разрежения сети» в изложении Русинова и Орловой (6) как раз и учитывал величину, вполне подобную линейному запасу, а именно среднюю продуктивность фосфоритовых залежей. Эти авторы составляли кривые средних квадратических ошибок подсчета запасов в зависимости от числа выработок на одной и той же площади. Кривые имели гиперболическую форму и, по мнению авторов метода, давали возмож-

ность отыскать рациональную плотность разведочной сети для заданной точности подсчета запасов. Метод «разрежения сети» получил широкую известность, однако применение его встретило существенные возражения. Так, Смирнов (8) указывает, что, во-первых, данные анализа плотности разведочной сети получают после разведки и не могут быть использованы для разведочных работ на самом разведываемом объекте; во-вторых, способ разрежения сети определяет не расстояние между выработками, а минимальное число их, ниже которого подсчет запасов будет неточным. Однако, как будет видно дальше, оба эти возражения, а заодно и опасность субъективного выбора вариантов (9) легко преодолимы. Более существенным представляется то, что способ Русинова и Орловой учитывает не максимальную, а среднюю ошибку, получаемую при различных вариантах подсчета запасов и, таким образом, не отражает в должной мере выводов Казаковского (3) о зависимости результатов подсчета запасов от расположения сети выработок (при одинаковой плотности этой сети).

Беря за начальные данные (с условной погрешностью равные нулю) наиболее достоверные результаты подсчета, т. е. подсчет при наибольшем количестве выработок, при разрежении сети вдвое, втрое, в n раз (где n — число выработок на участке), можно последовательно получить 1, 2, 3, n групп, включающих в себе $\frac{n}{1}$, $\frac{n}{3}$, $\frac{n}{n}$ выработок. При этом соответственно изменяется и средняя длина (или площадь) влияния опробованного пересечения. Средний линейный запас в каждой группе будет несколько отличаться от начальных данных и для каждого этапа «разрежения сети» одно из отклонений будет максимальным. Это максимальное отклонение и выражает с наибольшей резкостью самый неблагоприятный вариант расположения выработок.

Само определение средней величины линейного запаса может быть проведено либо с уравниванием данных длины (или площади) влияния выработки, либо путем отыскания среднего арифметического. Очевидно, в тех случаях, когда разница результатов этих двух способов расчета будет невелика, неизбежную неравномерность расстояния между опробованными пересечениями можно не принимать во внимание. Обычно крупные месторождения оказываются разведанными неравномерно, часто на них имеется несколько участков, разведанных более детально, так что можно составить не одну, а несколько кривых максимальной погрешности. В какой мере получаемые данные отвечают условиям линейности функции, — решается сопоставлением данных «разрежения сети».

Ниже разбирается пример использования «разрежения сети» на материале подсчета запасов одного из месторождений редких металлов. Утверждение подсчета запасов ВКЗ состоялось в 1953 г.

Разведке подвергалось крупное месторождение бедных вкрапленных руд в первично-расслоенном плутоне. Интрузивные породы образуют горный массив, возвышающийся над заболоченной равниной, сложенной гнейсами, и расчлененный сетью долин и цирков. Разведывались два рудных тела, имеющие форму пластообразных залежей малой мощности. Рудные тела располагаются одно над другим на расстоянии более 100 м по вертикали («нижняя залежь» и «верхняя залежь»). Оруденение было признано достаточно равномерным, коэффициент вариации по метропроценту для различных гор был высчитан разведчиками в 1948—1950 гг. и оказался по нижней залежи: для горы А—31—43% (для различных участков), для горы Б—23—25% для

горы В—29%; для остальных гор — в пределах 25—40%. По верхней залежи тот же коэффициент составил около 25—50% для различных гор.

Месторождение по своей выдержанности относилось бы к классу «а» принятой классификации, но сейчас, учитывая волнообразное залегание рудных тел и малую их мощность, а также асимметричное распределение полезного минерала по мощности, его относят к группе «б».

Подсчет запасов производился методом геологических блоков с «подвеской полотна» категорий С₁ и С₂ к разведанной линии выходов или к блокам запасов категории В, на площади которых были пройдены разведочные или эксплуатационные выработки.

Относительная погрешность

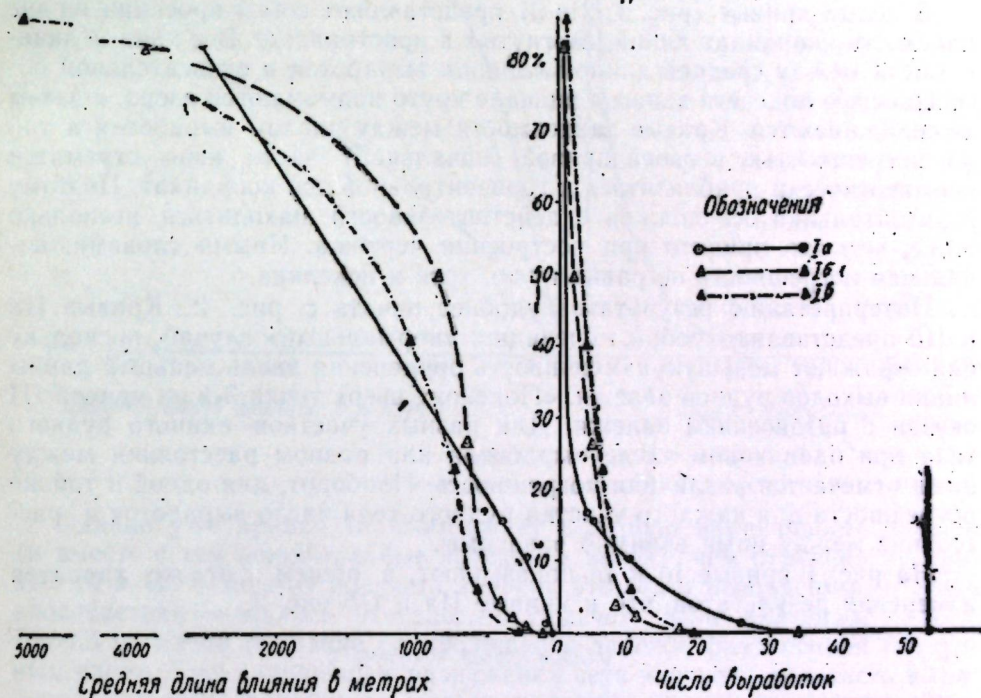


Рис. 1.

I а, I б и I в — горы А, соответственно участки наибольшей, средней (с I а) частоты выработок и разреженной сети (с I б).

Руды представлены плотными, крепкими силикатными породами с ничтожной трещиноватостью. Объемный вес рудных тел по пересечениям оказался достаточно постоянным, в связи с чем вычисление велось по метропроценту. Вторичного обогащения на месторождении практически нет, поэтому оруденение по всей площади месторождения является результатом одного непрерывного ряда геологических процессов.

Нужно сказать, что на горе В нижняя залежь расщеплялась (раздвигалась) на расстоянии более 100 м и в процессе разведки была опробована лишь ее верхняя часть. После подсчета запасов при эксплуатации месторождения было обнаружено, что на протяжении 200 м вдоль линии выходов нижняя залежь на горе А также раздвигается; в процессе разведки была опробована опять-таки только одна половина залежи; другая к моменту подсчета осталась неизвестной.

На рисунках изображены данные разрежения сети, проведенного по среднему уравнированному метропроценту вдоль линии поверхностных выходов, для трех гор (А, Б, В) — по нижней (рис. 1, 2) и двух

(А и Б) — верхней залежи (рис. 3). При этом отклонения среднего арифметического от среднего уравновешенного по группе были сравнительно невелики. Лишь единично (для 3-й и 4-й точек, считая справа, на кривой Ia, 4-я точка на кривой Ib, 4-я точка на кривой Iv) были в пределах 6,3—10,9% среднего уравновешенного по группе. Остальные отклонения были в пределах 0,5—5,4%, за исключением точки 4-й на кривой IV (рис. 3), где отклонение достигало 18,72%.

Некоторые точки не легли на кривые. «Провалы» точек вниз отражают просто удачное расположение выработок (малая погрешность). «Подскоки» точек от кривых означают значительные отклонения от линейности (погрешность, превышающая максимальную). Они отмечаются для точек, относящихся к кривым Ia и III.

В целом кривые (рис. 1, 2 и 3) представляют собой проекции на две плоскости координат линий, изогнутых в пространстве. Все кривые зависимости между средней длиной влияния выработок и относительной погрешностью подсчета запасов вначале круто поднимаются вверх, а затем выполаживаются. Кривые зависимости между числом выработок и той же погрешностью в своей правой (начальной) части явно стремятся асимптотически приблизиться к горизонтальной оси координат. Поэтому горизонтальная ось должна в действительности находиться несколько ниже, чем это принято при построении чертежа. Иными словами, начальная погрешность не равна нулю, хотя и невелика.

Интерпретацию результатов удобнее начать с рис. 2. Кривые IIa и IIб представляют собой, очевидно, «нормальный» случай, поскольку они отражают меньшую изменчивость оруденения вдоль меньшей длины линии выходов рудной залежи. «Подскок» вверх точки 3-й на кривой III связан с раздвоением залежи. Для разных участков единого рудного тела при одинаковом числе выработок или равном расстоянии между ними отмечается различная погрешность. Наоборот, для одной и той же погрешности для каждого участка рудного тела число выработок и расстояние между ними взаимно зависимы.

На рис. 1 кривые Ib и Iv показывают, в общем, тот же характер изменения результатов, что и кривые IIa и IIб рис. 2.

Относительная погрешность

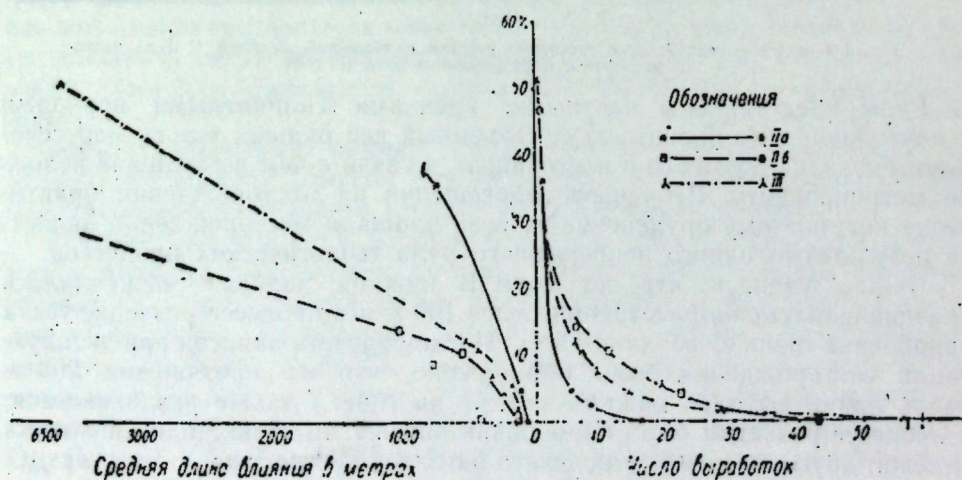


Рис. 2.

II а, II б — гора Б, соответственно участки наибольшей и средней (со II а) частоты выработок; III — гора В.

Относительная погрешность

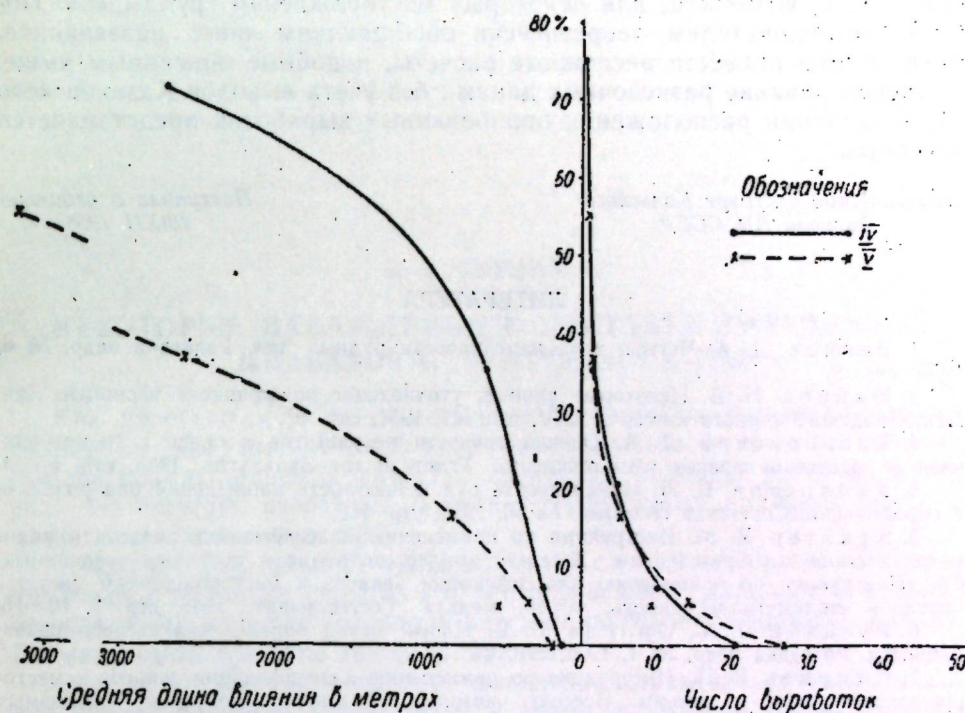


Рис. 3.

IV — гора А; V — гора Б.

Однако уже кривая Ia изображает большую изменчивость залежи (и вместе с тем ненормальные «отскоки» вверх), чем отмечено на кривых Ib и Iv. В момент подсчета запасов это было необъяснимо и лишь впоследствии оказалось, что здесь в подсчет были включены данные только по одной половине раздвоившейся залежи, разделенной безрудным слоем. При дальнейшем разрежении сети значительная часть выработок, где была опробована только половина залежи, не вошла в расчет и, таким образом, данные по участку раздвоения с иными закономерностями накопления рудного минерала не стали сказываться так сильно на результатах подсчета.

Таким образом, при составлении нескольких кривых относительной погрешности для последовательно расширяющегося участка возможно приближенно оценить существование или отсутствие единообразной закономерности накопления рудного минерала.

Данные по кривым IV и V (рис. 3) не противоречат только что сделанному выводу, хотя из-за малой разведанности верхней залежи и не дают его прямого подтверждения, за исключением ясно выраженной формы кривых, вполне подобных кривым рис. 2.

ВЫВОДЫ

Опыт применения способа «разрежения сети» на крупном месторождении редких металлов выявил линейную зависимость между максимальной погрешностью подсчета запасов, числом выработок и расстоянием между ними, тем самым подтверждая некоторые представления Смирнова (9) и Крейтера (5). Вполне вероятно, что область применения

способа «разрежения сети» при исчислении линейного запаса (а не содержания!) может быть расширена для многих месторождений групп «а», «б», и, возможно, для некоторых месторождений группы «в». Поэтому исследователям, теоретически обобщающим опыт разведчиков, имеет смысл провести несложные расчеты, подобные описанным выше. Использование разведочных данных без учета выводов Казаковского (3) о значении расположения опробованных выработок представляется неверным.

Геологический институт Кольского
филиала АН СССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зенков Д. А. Четыре типа изменчивости рудных тел. Разведка недр, № 6, 1955, стр. 9.
2. Иванов Н. В. Некоторые данные, уточняющие коэффициент вариации. Зап. Ленинградского горного ин-та, т. XXV, вып. II, 1951, стр. 87.
3. Казаковский Д. А. Оценка точности результатов в связи с геометризацией и подсчетом запасов месторождений. Углетехиздат Западугля, 1948, стр. 5—14.
4. Каллистов П. Л. Изменчивость руд и плотность наблюдений при разведке и опробовании. Советская геология, № 53, 1956, стр. 118.
5. Крейтер В. М. Инструкция по применению классификации запасов к полиметаллическим месторождениям. Всесоюз. комисс. по запасам полезных ископаемых. Сб. «Инструкции по применению классификации запасов к месторождениям цветных металлов (полиметаллы, никель, олово, медь)». Госгеолгиздат, 1946, стр. 7, 10—16.
6. Русинов Л. А., Орлова Е. В. Новый метод определения степени разведанности. Разведка недр, № 4, 1935, стр. 25.
7. Смирнов В. И. Инструкция по применению классификации запасов к месторождениям ртути и сурьмы. Всесоюз. комисс. по запасам полезных ископаемых. Госгеолгиздат, 1954, стр. 14—15.
8. Смирнов В. И. Геологические основы поисков и разведок рудных месторождений. Изд. Московского ун-та, 1957, стр. 328—333.
9. Смирнов В. И. О плотности разведочной сети. Советская геология, сб. 38, 1957, стр. 150.
10. Соболевский А. К. Современное маркшейдерское искусство как методология для решения основных задач горного искусства. Тр. I Всесоюз. горн. науч.-техн. съезда, вып. VII, 1928.

Н. А. КОРНИЛОВ

НЕКОТОРЫЕ НАБЛЮДЕНИЯ В КОНТАКТЕ ЭФФУЗИВНЫХ ДИАБАЗОВ ПЕЧЕНГСКОЙ СВИТЫ

Как известно (6), печенгская свита сложена перемежающимися покровами эффузивных диабазов, мандельштейнов и туфогенно-осадочных пород, причем количество последних является резко подчиненным. Из четырех известных покровов эффузивных диабазов наиболее мощным является верхний.

Wegmann (5), давший тектоническую схему печенгской свиты, по аналогии с Альпами считал, что перемежаемость диабазов и туфогенно-осадочных пород обусловлена здесь надвиговой тектоникой. Взгляды Вегмана были приняты также Вейриненом.

Особый интерес представляет выяснение характера контакта между рудоносной филлитогипербазитовой зоной, к которой приурочены Печенгские медно-никелевые месторождения, и диабазами четвертого покрова, покрывающими в виде огромной глыбы другие породы печенгской свиты. Уже первые ревизионные исследования советских геологов (Перевозчикова, Гольтбурт) поставили под сомнение правильность гипотезы финских геологов о надвиговом строении печенгской свиты. Тем не менее и в настоящее время среди значительной части геологов-разведчиков гипотеза о тектоническом надвиговом характере контакта эффузивных диабазов четвертого покрова с подстилающими их филлитами пользуется широким распространением.

Публикуемые ниже материалы получены автором при изучении геологии центральной части печенгского рудного поля (между месторождениями Каммикиви и Ждановским) в 1953—1956 гг. В процессе этой работы контакт эффузивных диабазов четвертого покрова с филлитами изучен во всех местах, где он был обнаружен: на горах Западное Ортоайви, Восточное Ортоайви, вблизи р. Соукерёки (к востоку), на участке Кьерджипори, в районе месторождения Каммикиви.

Геолого-петрографические данные. Во всех отмеченных выше участках, которые располагаются на расстоянии около 20 км по простиранию печенгской свиты, контакт диабазов с филлитами является нормальным стратиграфическим. Некоторое исключение представляет одно из обнажений на горе Западное Ортоайви, где вдоль контакта проходит небольшая зона смятия. Эта зона вряд ли могла быть плоскостью крупного надвига, тем более что в других обнажениях на этой горе какие-либо тектонические нарушения в контакте отсутствуют. На горе Восточное Ортоайви, а также в районе р. Соукерёки хорошо видно, что контакт как по простиранию, так и падению является волнистым, причем амплитуда волн колеблется от нескольких дециметров до нескольких метров.

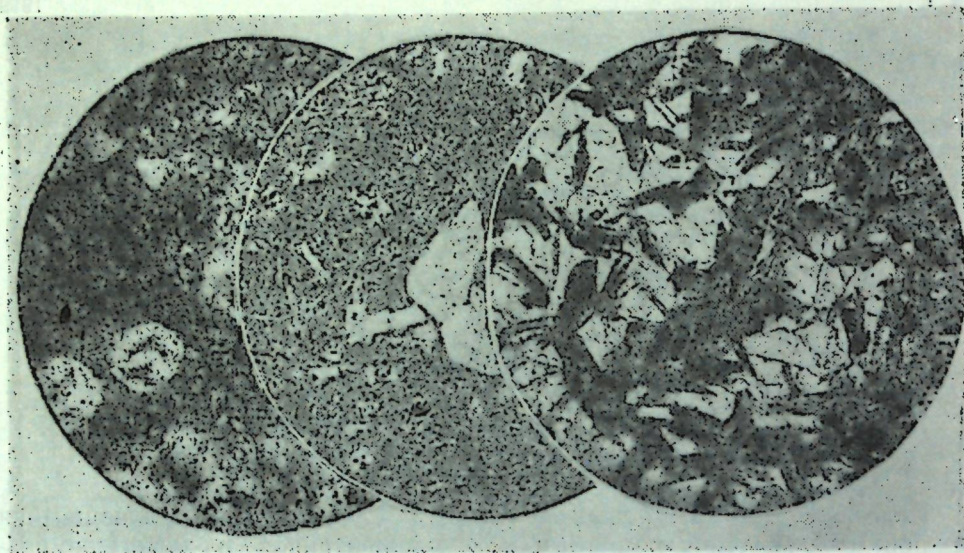


Рис. 1. Микрофото горных пород из контакта эффузивных диабазов четвертого покрова печенгской свиты с филлитами. Слева — адинол, в центре — микродиабазовый порфирит, справа — крупнозернистый диабаз. В проходящем свете. Ув. 30.

Экзоконтактовые изменения выражаются в уплотнении филлитов на расстоянии нескольких дециметров и метров от контакта, а также в образовании непосредственно у контакта роговиков-адинолов (рис. 1, слева). Адинолы образуются лишь в тонкозернистых прослоях филлита, обогащенных хлоритом, тогда как в песчаных прослоях, обогащенных обломками кварца и альбита, собирательная перекристаллизация этих минералов не имеет места. Последнее обусловлено, по-видимому, тем, что важнейшим агентом перекристаллизации является вода, содержащаяся в хлорите.

В изученных обнажениях слоистость филлитов в общем повторяет очертания контакта, т. е. он является согласным. Вблизи самого контакта, однако, филлиты уплотнены и перекристаллизованы, вследствие чего наблюдение слоистости в них сильно затрудняется.

В эффузивных диабазах эндоконтактовые изменения выражаются в отчетливом уменьшении крупности зерна породообразующих минералов по направлению к контакту на расстоянии от 1 до 2—3 м и иногда более. В приконтактных участках наблюдаются своеобразные породы, которые в соответствии с их составом и структурой можно определить как спилитовые диабазы и микродиабазовые порфириты. Эти породы по направлению вверх постепенно переходят в мелкозернистые диабазы, а затем сменяются крупнозернистыми. В некоторых обнажениях спилитовые диабазы отсутствуют, и тогда наблюдается постепенный переход от мелкозернистых диабазов, располагающихся у контакта, к более крупнозернистым.

В некоторых местах эффузивные диабазы четвертого покрова контактируют не с филлитами, а с интрузивами ультраосновных и основных пород, прорывающими филлиты. Один из таких контактов изучен в обнажении между месторождениями Каммикиви и Западное Ортоайви, где габбро дифференцированного интрузива контактирует со спилитовым диабазом из нижней части диабазового покрова. В шлифах и полированных шлифах пород отчетливо видно, что крупность зерен пироксена и плагиоклаза в габбро резко уменьшается с приближением к контакту

на расстоянии 1—2 см, в то время как крупность зерна в спилитовых диабазах остается примерно постоянной на расстоянии до 10 см. Габбро, кроме того, проникает в спилитовый диабаз в виде редких жилок. Приведенные данные свидетельствуют о том, что внедрение интрузивов ультраосновных и основных пород, к которым приурочены медно-никелевые месторождения, происходило после того, как закончилось формирование диабазов четвертого покрова. Интересно отметить, что габбро дифференцированного интрузива не оказывало при этом на спилитовые диабазы почти никакого контактного воздействия.

Ниже приводится краткое описание различных пород из нижней части диабазов четвертого покрова по мере приближения к контакту с филлитами.

Крупнозернистые диабазы состоят из пироксена (25—30%), сосюрита по плагиоклазу (около 50%), плагиоклаза (10%), лейкоксена и хлорита (10—15%). Пироксен по своим оптическим константам ($CNg = 39^\circ$, $2V = 46,5^\circ$, $Ng - Np = 0,025$), а также розовому и фиолетовому оттенку в проходящем свете может быть отнесен к титанистому авгиту. Типичная для титан-авгитов структура «песочных часов» здесь не наблюдается, по-видимому, в связи с недостаточно высоким содержанием титана в пироксене. Размер отдельных зерен пироксена 0,1—0,3 мм. В породе эти зерна образуют агрегаты (сростки) размером 0,5—1,5 мм, погруженные в промежуточную массу, состоящую из сосюрита, хлорита, лейкоксена и мелкозернистого плагиоклаза. Структура крупнозернистых диабазов реликтовая пойкилофитовая, обусловленная наличием полностью сосюритизированных табличек плагиоклаза внутри крупных зерен пироксена (рис. 1, справа).

Мелкозернистые диабазы характеризуются некоторым уменьшением количества пироксена по сравнению с крупнозернистыми диабазами (10—15%), а также увеличением количества плагиоклаза (до 30—40%). Из вторичных минералов более широко представлен хлорит, в то время как сосюрит наблюдается в подчиненном количестве. Пироксен по своим оптическим константам ($CNg = 40^\circ$, $2V = 46^\circ$, $Ng - Np = 0,025$), а также розовому в проходящем свете оттенку почти идентичен пироксену из крупнозернистых диабазов. Плагиоклаз относится к альбиту (№ 0—4), сдвоенникованному по альбитовому и другим, более сложным законам. В отличие от плагиоклаза из крупнозернистых диабазов он изменен очень слабо (частично хлоритизирован). Структура мелкозернистых диабазов офитовая, обусловленная большим идноморфизмом плагиоклаза по отношению к пироксену. Отдельные участки имеют интерсервальную структуру. Структурной особенностью мелкозернистых диабазов является наличие в них редких гломеропорфировых выделений пироксена и измененного полевого шпата.

Микродиабазовые порфириты состоят из очень мелкозернистой основной массы, имеющей состав диабазы, и порфировидных вкрапленников, представленных гломеропорфировыми выделениями пироксена и плагиоклаза. Состав основной массы: плагиоклаз (около 60%), пироксен (20—25%), хлорит и сосюрит (10—15%), лейкоксен (5%). Структура основной массы характеризуется тесным прорастанием очень мелких зерен пироксена и плагиоклаза (0,01—0,05 мм), местами она близка к диабазовой. Структура породы гломеропорфировая (рис. 1, в центре).

Спилитовые диабазы состоят из многочисленных, беспорядочно расположенных тонких табличек плагиоклаза (50—70%), хлорита (около 30%), лейкоксена (около 10%), небольшого количества пироксена, который нередко отсутствует совершенно.

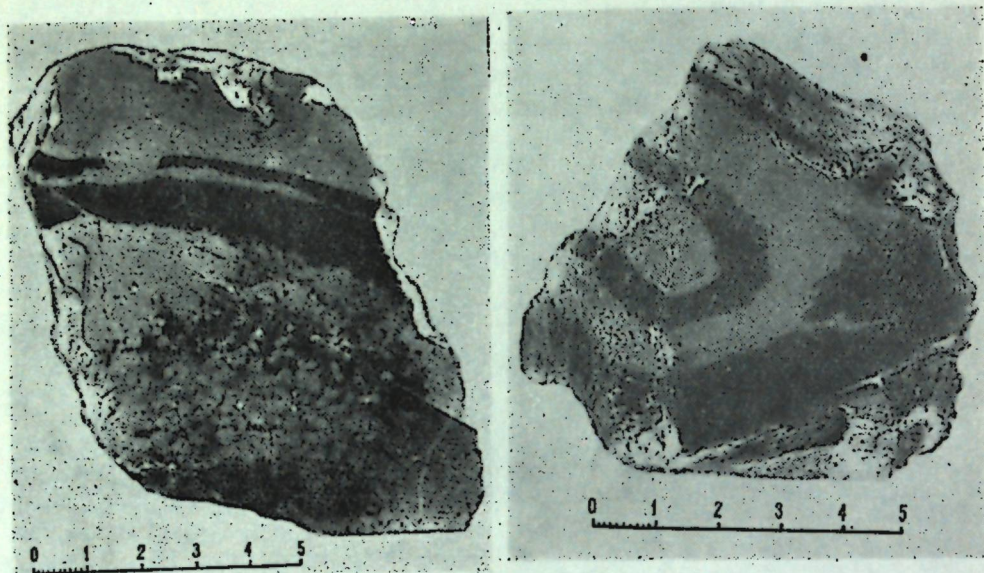


Рис. 2. Ксенолиты измененного филлита (черное) в спилитовом диабазе (серое). Слева — мелкозернистый диабаз выделяется в виде шариков внутри прослоев спилитового диабаза и измененного филлита. Справа — ксенолиты измененного филлита в виде складок в спилитовом диабазе (серое). Полированные образцы.

Структура породы спилитовая. Для данной породы характерны редкие миндалины хлорита и карбоната, а также редкие гломеропорфировые выделения пироксена.

Ксенолиты измененных филлитов в приконтактной части диабазов четвертого покрова. На горе Западное Ортоайви в спилитовых диабазов приконтактной зоны автор встретил ксенолиты измененных филлитов, которые наблюдались с перерывами на расстоянии около 100 м по простираанию контакта. По внешнему виду это прослой черного цвета, залегающие параллельно контакту на расстоянии от него от 1 до 3—5 м. В отдельных местах они образуют складки (рис. 2, справа). Первично-осадочная слоистая природа этих прослоев не вызывает сомнений, если учесть, что эффузивные диабазы четвертого покрова имеют повсеместно зеленовато-серый цвет, а филлиты, как правило, черный.

Под микроскопом установлено, что зеленовато-серая и темноокрашенная породы, приведенные на рис. 2, имеют структуру и состав спилитового диабаза (см. выше). Отличие заключается в том, что в темноокрашенных участках содержится значительно больше лейкоксена и буроватого тонкораспыленного пигментирующего вещества, характерного для филлитов. В светлых участках содержится также несколько больше пироксена, его количество в шариках (рис. 2) достигает 10—15%, что сближает эту породу с мелкозернистым диабазом.

Таким образом, в описанных ксенолитах сохранились лишь текстурные особенности осадочных пород, в то время как структура породы является уже преобразованной. При внимательном рассмотрении и в некоторых светлоокрашенных спилитовых диабазов можно заметить реликтовую тонкослоистую структуру осадочных пород.

Приведенные выше микроскопические и макроскопические особенности подтверждают, что замещение филлита диабазом происходило в следующем порядке: филлит, спилитовый диабаз, мелкозернистый диабаз.

Химический состав пород из контактовой зоны. В упоминавшейся выше работе Вейринена приводятся несколько химических анализов эффузивных диабазов, причем эти диабазы разделяются по крупности зерна и структурным особенностям. Поэтому из анализов не создается какого-нибудь представления об изменении химизма диабазового покрова в его вертикальном разрезе. Данные о химическом составе диабазов из приконтактной части диабазов четвертого покрова приведены в табл. 1.

Для сравнения в этой таблице приведен также анализ филлита. Как видно из нее, для некоторых важнейших компонентов наблюдается закономерное изменение их содержания при переходе от крупнозернистого диабаза к мелкозернистому и далее к спилитовому диабазу и филлиту. Это закономерное изменение химического состава особенно отчетливо видно при изображении анализов с помощью векторной диаграммы А. Н. Заварицкого (2), приведенной на рис. 3. Как

видно из диаграммы, от крупнозернистого диабаза к мелкозернистому и, наконец, спилитовому диабазу и филлиту наблюдается постепенное увеличение количества щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов (А), в то время как количество атомов металлов, входящих в состав пироксена (В), постепенно уменьшается. Последнее, как видно из микроскопических наблюдений, связано с уменьшением количества пироксена в составе породы. Характерно также постепенное уменьшение пара-

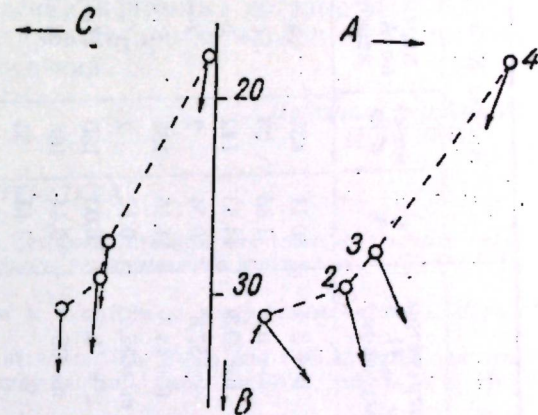


Рис. 3. Векторы пород из контактовой зоны диабазов четвертого покрова на диаграмме А. Н. Заварицкого. Нумерация анализов соответствует приведенной в табл. 1.

метра (С), что связано с возрастанием роли альбитовой молекулы в составе плагиоклаза с приближением к контакту (в крупнозернистых диабазов плагиоклаз сосюритизирован, что указывает на его более основной первоначальный состав по сравнению с плагиоклазом из мелкозернистых и других диабазов). Обращает на себя внимание промежуточное положение векторов мелкозернистого и спилитового диабазов между векторами крупнозернистого диабаза и филлита. Последовательность расположения векторов на диаграмме отвечает, с одной стороны, последовательности замещения филлита диабазом (см. выше), а с другой, геологическому положению пород в приконтактной зоне. Все это вместе взятое позволяет предполагать, что в образовании приконтактных спилитовых и мелкозернистых диабазов значительную, если не главную, роль играли процессы ассимиляции осадочных пород магмой. В данном случае показателем ассимиляции является повышенное содержание в приконтактных диабазов титана по отношению к сумме титана и окислов железа (3). Особенности гибридных пород из контактов различных диабазов с вмещающими породами описывались Белянкиным (1), Каһта (4) и другими авторами. По данным последних двух авторов, химический состав этих пород является промежуточным между химическим составом диабаза и вмещающей породы; в гибридных

Таблица 1

Окислы	Анализ № 1			Анализ № 2			Анализ № 3			Анализ № 4		
	вес. %	молек. к-ва	параметры по А. Н. За-варичкому	вес. %	молек. к-ва	параметры по А. Н. За-варичкому	вес. %	молек. к-ва	параметры по А. Н. За-варичкому	вес. %	молек. к-ва	параметры по А. Н. За-варичкому
SiO ₂ . . .	48,38	806	a=2,8	48,92	814	a=6,8	50,11	831	a=8,4	55,48	923	a=15,3
TiO ₂ . . .	0,87	11	c=7,9	1,26	16	c=6,1	1,85	23	c=5,6	1,94	24	c=2,2
Al ₂ O ₃ . . .	13,42	131	b=31,1	13,97	137	b=29,3	14,53	142	b=27,4	16,28	160	b=17,7
Fe ₂ O ₃ . . .	1,34	8	s=58,2	0,63	4	s=57,8	0,04	2	s=58,5	1,32	8	s=64,8
FeO . . .	10,43	145	f'=37,6	12,46	174	f'=44,3	11,16	155	f'=40,5	8,71	121	f'=53
MnO . . .	0,19	3	m'=35,8	0,27	4	m'=42,4	0,17	2	m'=37,6	0,71	1	m'=35
MgO . . .	6,31	156	c'=26,6	7,15	178	c'=13,3	6,03	150	c'=21,9	3,63	90	a'=12
CaO . . .	12,72	227	n=100	8,11	144	n=96	9,44	168	n=91	1,77	32	n=87
Na ₂ O . . .	1,27	20		2,88	47		3,43	55		5,99	97	
K ₂ O . . .	следы			0,21	2		0,59	6		1,42	15	
H ₂ O ⁻ . . .	0,16			0,19			0,63			0,13		
H ₂ O ⁺ . . .	4,89			4,17			0,13			3,24		
Летучие										0,26		
Сумма	99,98			100,22			100,17			100,17		
Аналитик	В. Г. Загнайченко			А. М. Бондарева			Лаури Локка			Лаури Локка		

Примечание. Анализ 1—крупнозернистый эффузивный диабаз с расстояния около 60 м от контакта; анализ 2—мелкозернистый эффузивный диабаз с расстояния 1 м от контакта; анализ 3—спилитовый диабаз из контакта; анализ 4—филлит. Анализы 1 и 2 выполнены в химлаборатории Кольского филиала АН СССР, анализы 3 и 4 — занятованы из работы Веиринена (6).

породах отмечается резкий идиоморфизм плагиоклаза, а также наличие порфировидных вкрапленников.

Как видно из приведенного выше, эти же особенности характерны и для пород из контакта эффузивных диабазов печенгской свиты.

ВЫВОДЫ

Приведенные в настоящем сообщении данные свидетельствуют о том, что в обследованном районе контакт эффузивных диабазов четвертого покрова с подстилающими их филлитами не является тектоническим. По характеру эндоконтактовых и экзоконтактовых изменений он близок к обычным интрузивным контактам. Данные об ассимиляции основной магмой филлитов с образованием в приконтактовой части спилитовых и мелкозернистых диабазов могут служить еще одним примером «контактового петрогенезиса» (1). В свою очередь, благодаря этой ассимиляции могут возникнуть несогласные контакты, которые необходимо учитывать и правильно интерпретировать при детальной геологической съемке медно-никелевых месторождений.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Белянкин Д. С. К вопросу о петрогенетическом значении контактных явлений. Сб «Труды 17 сессии Международного геологического конгресса», т. 5, ГОНТИ, 1937, стр. 87—94.
2. Заваричкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Изд. АН СССР, 1950.
3. Evrard P. Statistical relation between TiO₂, Fe₂O₃ and FeO in rocks and ores during differentiation of a titaniferous magma. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 8, № 3, 1947, pp. 197—210.
4. Kahma A. On contact phenomena of the Satakunde diabase. Bull. Com. Géol. Finl., № 152, 1951.
5. Wegmann C. E. Zur Kenntniss der tektonischen Beziehungen metallogenetischer Provinzen in nordlicher Fennoskandia. Zeitschr. f. prakt. Geol. Bd. 37, 1929.
6. Väyrynen H. Petrologie des Nickelerzfeldes Kaulatunturi-Kammicivunturi in Petsamo. Bull. Com. Géol. Finl., № 116, 1938.

В. А. СОКОЛОВ

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ ДОЛОМИТОВ СРЕДНЕГО ПРОТЕРОЗОЯ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

В последние годы появилось значительное количество печатных работ (6, 5), в которых большое внимание уделяется генезису карбонатных осадочных пород, в частности, доломитов палеозойского и более молодого возраста. Между тем природа докембрийских доломитов не получила еще должного освещения. Поэтому вопрос о генетических типах доломитов протерозоя, рассматриваемый в данной статье, может представлять известный интерес. Фактический материал для этой работы был получен при изучении геологии и литологии среднепротерозойских карбонатных пород южной Карелии. Здесь на четырех разобренных друг от друга участках в районе озер Онежского, Суоярви, Туломозера и М. Янисъярви располагаются пологие синклинальные структуры (мульды), сложенные породами онежской серии ятулийского отдела среднепротерозойской подгруппы (2). В составе ятулия выделяются по три толщи, которые литологически существенно отличаются друг от друга (от древних к молодым): толща кварцито-песчаниковая мощностью от 30 до 300 м; терригенно-карбонатная (от 200 до 400 м); шунгито-карбонатно-сланцевая (более 200 м).

Доломиты наряду с глинистыми (сланцевыми), песчано-глинистыми и другими сланцами, песчаниками, известняками, седиментогенными брекчиями составляют значительную часть разреза терригенно-карбонатной толщи (130—300 м из 200—400 м), а также образуют 10—20-метровый прослой в составе шунгито-карбонатно-сланцевой толщи.

Изучение доломитов показало, что эти древние осадочные породы, в разной степени перекристаллизованные, частично утратили свои первичные структурные и текстурные свойства, что в значительной мере усложнило решение поставленной задачи. Однако параллельное исследование литологии терригенно-карбонатной толщи и наложенных метаморфогенных свойств позволило выделить первичные и вторичные особенности пород.

В ходе работы было установлено, что среднепротерозойские доломиты Карелии, также как и более молодые по возрасту доломиты палеозоя и другие (5), представлены тремя основными группами:

- 1) первичные доломиты, близкие по составу к доломитовым осадкам;
- 2) диагенетические доломиты, образовавшиеся из смешанных известково-доломитовых илов;

3) эпигенетические (вторичные) доломиты, возникшие при осаждении доломита из растворов, циркулирующих по трещинам в твердых, уже сформировавшихся породах.

Каждой из трех групп доломитов присущи свои характерные особенности состава, структуры, текстуры, форм залегания и т. д.

ПЕРВИЧНЫЕ ДОЛОМИТЫ И ИХ ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ

Первичные доломиты характеризуются рядом специфических черт:

а) они залегают в виде пластов мощностью от 1—2 до 10—20 м среди сланцев, песчаников или переслаиваются с доломитами, которые отличаются от первых по своим литологическим особенностям. Отдельные пласты доломитов без изменения своего состава и литологических свойств прослеживаются на расстоянии от 1—2 до 5—10 км не только в пределах одной площади их распространения, но во всех районах развития карбонатных пород южной Карелии, являясь своеобразным маркирующим горизонтом для ятулия (например, серые кварцевые доломиты верхней части терригенно-карбонатной толщи и т. д.). Наряду с этим отмечались пласты доломитов, выклинивающиеся по простиранию;



Рис. 1. Слоистость в доломитах.

б) доломиты претерпели неравномерную (для разных пластов, разновидности) перекристаллизацию и часто превращены в мраморы («белогорские мрамора»). Но сквозь сеть метаморфических превращений породы в них различаются структурные (тонко- и мелкозернистая, иногда оолитовая структуры), текстурные (четкая горизонтальная, косая и волнистая слоистость, сутурно-стилолитовые швы, раковистый излом, следы подводных оползней) и другие свойства (равномерное ожелезнение некоторых пластов, наличие кластогенного и хемогенного кварца и т. д.) типичных осадочных пород;

в) доломиты отличаются пестрой окраской (белые, серые, розовые, красные, коричневые и другие), разной структурой, текстурой, мине-

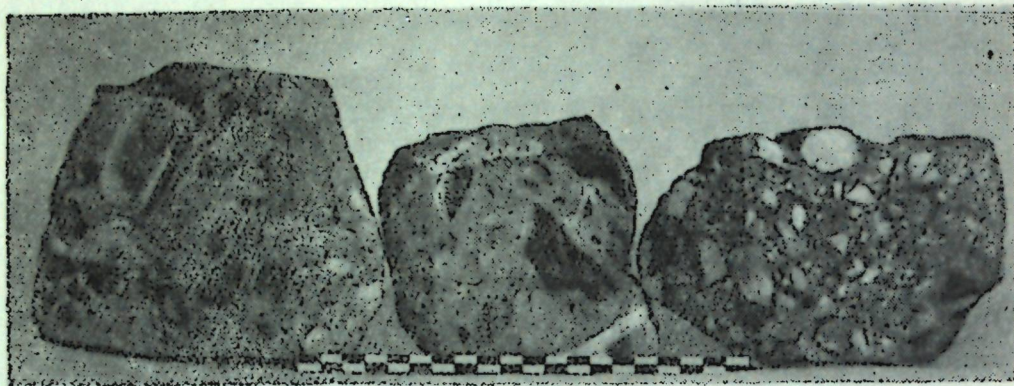


Рис. 3. Доломитовая брекчия.

констатируем факт размыва ранее отложившихся доломитов и переотложения обломков, давших качественно новые осадки обломочного происхождения.

Таким образом, значительная часть первичных доломитов представляется нам как химические осадки, а небольшая их часть имеет органическое и обломочное происхождение.

Первичные доломиты представляют большой практический интерес. Среди них выделены разности с небольшим количеством нерастворимого остатка, которые могут быть использованы в качестве сырья для доломитовой извести и других целей. Выдержанное пластовое залегание, химическая однородность доломитов и т. д. обеспечивают значительные запасы прекрасного по качеству сырья (Пялозерское, Лижмозерское, Белогорское, Шайдомское, Кузарандское и другие месторождения).

ДИАГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТЫ И ИХ ТИПЫ

К данной группе отнесены доломиты, которые входят в состав доломитовых известняков, т. е. образуют включения разной формы и размеров в известняке. Для этих пород характерны следующие особенности:

а) доломитовые известняки в составе терригенно-карбонатной толщи встречаются во всех районах развития ее в южной Карелии, причем появляются в разрезах толщи на трех определенных стратиграфических уровнях. Такое закономерное распределение доломитовых известняков в вертикальном разрезе толщи объясняется (4) ее циклическим строением, которое представлено трехкратным чередованием (снизу вверх) полей терригенных, кальцитовых и доломитовых пород. Циклическость в строении терригенно-карбонатной толщи показывает, что осадконакопление в среднепротерозойском бассейне происходило в определенной последовательности, которая возникла благодаря колебательным движениям жесткого основания. С другой стороны, циклическое строение толщи дает возможность судить о том, что распределение в разрезе доломитов, доломитовых известняков и известняков определяется первичными факторами — колебанием физико-химических условий зон осадконакопления;

б) пласты доломитовых известняков и известняков, имеющие мощность до 5—10 м, заключены среди песчано-глинистых и доломитовых пород;

в) доломиты, включенные в известняке, представляют собою тонко- и мелкозернистые, обычно массивные, неслоистые породы розового,

красного, розовато-серого и другого цвета. Они образуют включения различной формы и размера, которые обычно четко выделяются на белом или серовато-белом фоне мелко- или среднезернистых известняков. Форма доломитовых включений округлая, линзовидная, лентовидная, неправильная; размеры их различны (0,5×1,0; 1,0×7,0; 5,0×20,0 см и т. д.). Располагаются они в породе (в известняке) длинными осями вдоль слоистости или параллельно контактам с породами, вмещающими доломитовые известняки. Общее количество доломита в массе породы (доломитового известняка) непостоянно по простиранию пластов и меняется в пределах 30—70%. Известняки, включающие доломит, имеют либо массивную, либо слоистую текстуру; иногда содержат песчинки кварца, глинистые (слюдистые) прослои, т. е. имеют свойства осадочных пород;

г) контуры доломитовых включений, т. е. их контакты с вмещающими известняками, обычно изрезаны, зазубрены. Переход от доломита к известняку либо резкий, либо постепенный через кальцито-доломитовую породу, в которой доломитовые зерна имеют форму (в срезе шлифа) ромбоэдров, иногда недоразвитых, по отношению к которым зерна кальцита являются ксенобластическими. В таких участках, в зависимости от количества доломита и кальцита, наблюдается диспергентная или синдетическая структуры.

По совокупности всех особенностей распределения, формы залегания, состава, структуры и т. д. доломитовые известняки представляют собою в генетическом отношении породы, образовавшиеся из илов смешанного кальцито-доломитового состава, в которых рост кристаллов доломита и образование его агрегатов происходили после захоронения осадков. Аналогичные доломито-кальцитовые породы, известные в кембрии Иркутского амфитеатра, верхнем карбоне Самарской Луки и других, Страхов (5) называет седиментационно-диагенетическими доломитами. Описываемые доломиты по характеру выпадения в осадок являются, по-видимому, хемогенными, так как в них не встречено ни органических, ни обломочных структур.

Доломиты второй группы имеют небольшое практическое значение.

ЭПИГЕНЕТИЧЕСКИЕ ДОЛОМИТЫ И ИХ ТИПЫ

К группе собственно эпигенетических (вторичных) доломитов отнесены доломитовые скопления, которые, не имея определенного стратиграфического положения в разрезе толщи, заполняют трещины, пустоты и т. д. среди ранее сформированных пород.

По форме залегания выделяются такие типы этих образований:

1. Тип заполнения полостей. При залечивании трещин, пустот доломитовым материалом, приносимым растворами, в доломитах разного типа или в других породах (сланцах, песчаниках) терригенно-карбонатной толщи образуются доломитовые жилы, четковидные, неправильные включения и т. д. Естественно, что формы и размеры этих включений и жил определяются конфигурацией полостей. Так, жилы (мощностью до 0,5 м) имеют прямолинейные, ветвистые, неправильные формы. Также разнообразны и формы заполнения пустот. Важно отметить, что жилы секут слоистость, пересекают друг друга, т. е. циркуляция растворов происходила длительное время в уже сформированной породе. Жилы и включения слагаются либо белым чистым доломитом, либо красным железистым доломитом, обычно по цвету резко отличным от вмещающей его породы. Это обуславливает появление разнообразных по рисунку доломитовых мраморов.

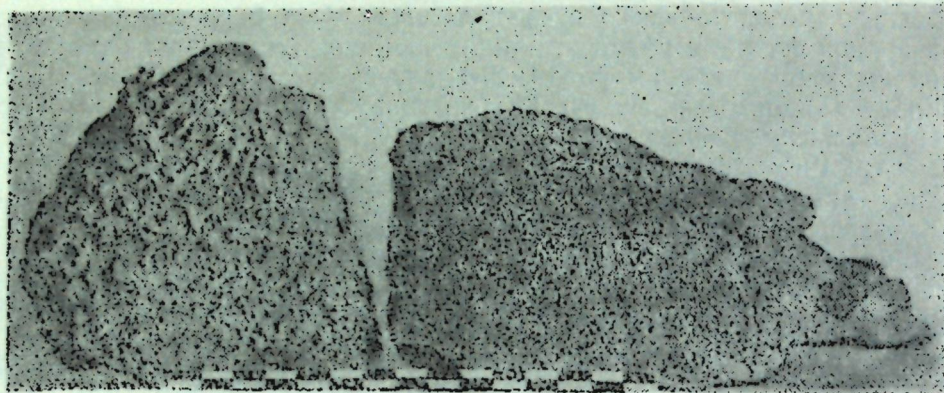


Рис. 4. Натечные формы доломитового и доломито-кальцитового состава.

2. Тип натечных форм. На поверхности нижних стенок ряда обнажений были встречены своеобразные натечные формы карбонатного материала (доломитового, доломито-кальцитового и т. д.), которые имеют бугорчатую, ребристую, почковидную и другие поверхности. Своими выступами эти образования обращены вниз и представляют собою миниатюрные сталактиты. Таким образом, среди эпигенетических доломитов наблюдаются разнообразные типы и формы, которые образовались и образуются химическим путем.

Выше были кратко описаны генетические типы доломитов, знание которых может помочь, правильной оценке практической годности среднепротерозойских (верхнекарельских) доломитов.

Отдел региональной геологии
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
15/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутин Р. В. О строматолитах протерозоя южной Карелии. Тр. первой конференции молодых специалистов Карельского филиала АН СССР (в печати).
2. Кратц К. О. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 2, 1958.
3. Маслов В. П. Принципы номенклатуры и систематики строматолитов. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1953.
4. Соколов В. А. О циклическом строении терригенно-карбонатной толщи протерозоя южной Карелии. Тр. первой конференции молодых специалистов Карельского филиала АН СССР (в печати).
5. Страхов Н. М. Типы доломитовых пород и их генезис. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 4, 1956.
6. Теодорович Г. И. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд. АН СССР, М.—Л., 1950.
7. Metzger A. A. Die jatulisch Bildungen von Suojärvi in Ostfinland. Bull. de la Com. Geol. de Finlande, № 64, 1924.

А. А. НИКОНОВ

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ ОЗОВ И ВОПРОСЫ ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ В ЮЖНОЙ ЧАСТИ ПЕЧЕНГСКОГО РАЙОНА

Вопросы строения и происхождения озов являются одними из наиболее старых и существенных в ледниковой геологии и палеогеографии. Им посвящена обширная литература, обзор которой неоднократно давался как в русских, так и иностранных работах (3, 5, 13, 1).

В настоящее время ясно, что различия во взглядах на происхождение озов отражают реально существующие различия в их расположении, форме, строении, связанные с неодинаковостью конкретной обстановки во время образования озов.

Поэтому особую важность и интерес приобретают строго локализованные наблюдения над расположением и формой озовых гряд в совокупности с тщательным изучением слагающих их осадков и их соотношений с окружающими отложениями при учете конкретных геоморфологических и палеогеографических условий окружающей территории.

В западной и северо-западной частях Кольского п-ова озы широко распространены. Наиболее подробно здесь изучены озы Колосёки и Рассе-мютке, для которых Таннер (Tanner, 11, 13) признает надледниковое происхождение.

Озы массива Каулатунтури, по его мнению, произошли путем расчленения флювиогляциальных отложений субэральными потоками (12).

Наши наблюдения на западе Кольского п-ова показывают, что развитые здесь озовые образования различны по условиям распространения, форме и строению. Изменения отмеченных признаков и восстановленных на этом основании условий возникновения озозов укладываются в единую систему, отражающую первоначальные различия и изменения палеогеографической обстановки в позднеледниковое время.

Полное восстановление связи между образованием озозов и палеогеографическим развитием территории является предметом дальнейшей разработки.

В настоящей публикации внимание сосредоточено только на озовом комплексе в верхнем течении р. Лотты, имеющем весьма своеобразное строение, не описанное, насколько известно автору, в соответствующей литературе.

Лоттинская депрессия служит продолжением Туломо-Нотозерской на ЗЮЗ и вместе с ней представляет наиболее крупную и глубокую впадину в западной, материковой части Кольского п-ова.

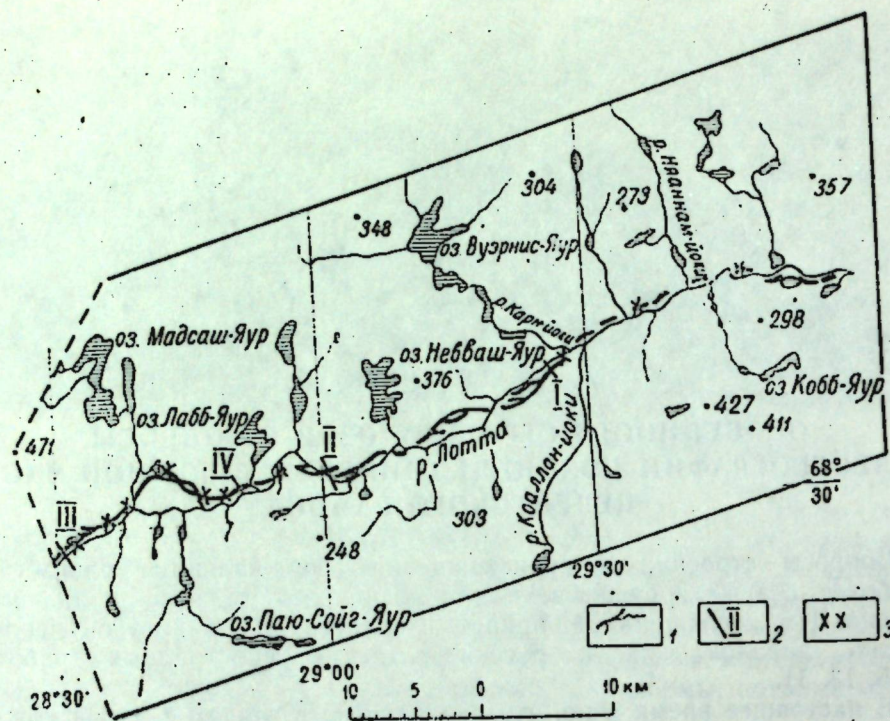


Рис. 1. Озовые гряды в верховьях р. Лотты.

1 — озовые гряды; 2 — местоположение и номера разрезов; 3 — обнажения, где оз. целиком сложен флювиогляциальным материалом.

Центральная часть депрессии занята осадками приледникового бассейна, позднеледниковой трансгрессии Портландия и послеледниковой трансгрессии Фолас, которые, распространяясь в виде сужающихся к западу полос, достигают государственной границы. Приледниковый бассейн оставил толщу ленточных глин. Осадки моря Портландия представлены в бассейне р. Лотты слоистыми глинами и суглинками, содержащими пресноводно-солонатоводный комплекс диатомовых. Отложения Фолас состоят главным образом из тонкозернистых песков и супесей преимущественно с косоволнистой прибрежной слоистостью и содержат солонатово-морской комплекс диатомовых, постепенно сменяющийся к западу исключительно пресноводным (7).

По осевой, пониженной части депрессии между государственной границей и устьем р. Карнеки непрерывно протягивается крупный озовый комплекс длиной 50 км, шириной до 0,5 км (рис. 1). Крупномасштабной съемкой и изучением аэрофото установлено, что комплекс состоит из нескольких четко выраженных гряд, параллельных или почти параллельных, с крутыми (25—40°) склонами, узкими, как правило, гребнями, с ундуляциями и бифуркациями.

Такой же характер комплекс сохраняет на западе, в пределах Финляндии, на протяжении первых десятков километров. В восточном направлении высота гряд увеличивается от 5—10 до 20—30 м над р. Лоттой, которая местами подмывает, а иногда и прорезает их. К востоку от устья р. Карнеки прослеживается лишь одна озовая гряда, да и то в виде отдельных, разрозненных, более или менее вытянутых холмов. Озы в крайней западной части поднимаются над задровым полем. Ниже по течению р. Лотты они то прислонены к коренным склонам, то причленены к морским террасам, то протягиваются среди камо-

вых полей¹. К востоку от р. Карнеки фрагментарный оз. возвышается исключительно над морскими террасами.

Строение озового комплекса установлено по многочисленным естественным и искусственным обнажениям. В разных участках комплекса во многих местах (рис. 1) гряды сложены целиком типичным материалом флювиогляциальных потоков: чистыми, разнотернистыми, отсортированными песками, нередко с хорошо окатанными гравием, галькой и валунами.

В ряде случаев строение участков того же комплекса оз. и соотношения слагающего их материала с морскими отложениями оказались весьма необычными.

Ниже приведено описание обнажения в склоне озовой гряды в 3,5 км к ЮЗ от устья р. Карнеки (сверху вниз):

0,0—6,0 м — песок крупнозернистый, разнотернистый, чистый, с гравием и мелкой галькой. Сортировка по крупности и удельному весу в виде четкой, параллельной слоистости, наклоненной к СВ под углом 30°, в некоторых прослоях — косая слоистость;

6,0—12,0 м — песок, среднезернистый, чистый, отсортированный по удельному весу в виде четкой параллельной слоистости, наклоненной к С под углом 15—20°;

12,0—32,0 м — песок мелкозернистый, чистый, с прослоями разнотернистого. Слои толщиной от 2—3 см до 50 см параллельны, наклонены к С под углом 15—20°. Внутри некоторых прослоев пересекающаяся слоистость. На глубине 20—21 м прослой зеленовато-коричневой супеси с тонкой параллельной слоистостью, наклоненной, как и весь горизонт;

32,0—35,0 м — галечниковая осыпь. Галька разных размеров, хорошо окатанная.

К озовой гряде, сложенной здесь флювиогляциальным материалом, с ЮВ примыкает морская терраса высотой 22 м (рис. 2). Вскрывающая эту террасу расчистка показывает, что в верхней части терраса сложена тонкослоистыми супеями и тонкозернистыми песками, а глубже 6,5 м — суглинками и глинами с ленточной слоистостью.

Верхние супеси и пески по своему составу, текстурным признакам, положению в разрезе и по аналогии с подобными, датированными осадками в других частях Лоттинской депрессии должны быть отнесены к трансгрессии Фолас. Нижележащие ленточные суглинки и глины, прослеженные по всей Лоттинской депрессии, принадлежат приледниковому бассейну, постепенно сменявшемуся трансгрессией Портландия.

Верхние пески и супеси не содержат пылеы и спор (по определению Р. М. Лебедевой). Комплекс диатомовых, согласно заключению Е. А. Черемисиновой, пресноводный с единичными морскими и солонатоводными формами, что характерно для отложений Фолас в этой части Лоттинской депрессии.

Диатомовые, содержащиеся в суглинках и глинах, указывают, что их отложение происходило в бассейне Портландия.

Судя по спорово-пыльцевому анализу, на прилегающей территории во время накопления глин березовые (с последующей примесью сосны) леса чередовались с открытыми пространствами, заболоченными или заросшими кустарниками (карликовая береза, вересковые) и травами (осоки, злаки). Подобный лесотундровый ландшафт существовал

¹ Последние не имеют с этими оз. непосредственной генетической связи.

в позднеледниковое время, что подтверждает отнесение глин к осадкам приледникового озера или бассейна Портландия.

В ленточных глинах на глубине 9—10 м обнаружены частые прослои мелкозернистого песка толщиной в 1 см и более, количество и толщина которых быстро увеличиваются в направлении озовой гряды. Эти прослои имеют явно флювиогляциальный облик.

На противоположном берегу реки в 200—300 м от озовой гряды на высоте 0,5—6,0 м вскрыта толща чистого, наклонно- или косослоистого, явно флювиогляциального песка, аналогичного слагающему озовую грядку. Эта толща включает в нижней части прослой 0,5 м зеленоватого суглинка и залегает на таких же глинах, вскрытая мощность.

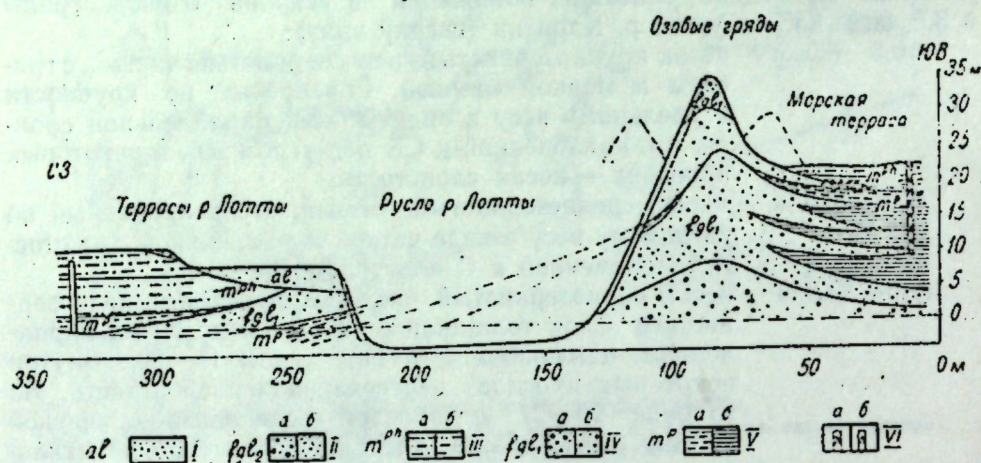


Рис. 2. Поперечный разрез (I) долины р. Лотты в 3,5 км вверх по течению от устья р. Карнеки¹.

I — аллювиальные отложения — пески разнозернистые и супеси с параллельной или пологопересекающейся слоистостью; II — поздние флювиогляциальные отложения: а) пески разнозернистые, чаще крупнозернистые, с гравием и галькой, слоистость параллельная или пересекающаяся; б) пески разнозернистые, чаще среднезернистые, с пересекающейся, реже параллельной слоистостью; III — отложения трансгрессии Фолас: а) супеси и суглинки с параллельной слоистостью; б) пески тонкозернистые с мелкой косоволнистой слоистостью; IV — ранние флювиогляциальные отложения: а) галечники с гравием и крупнозернистым песком, слоистость не обнаруживается; б) пески средне- и мелкозернистые с параллельной или пересекающейся слоистостью; V — отложения трансгрессии Портландия: а) суглинки и супеси с тонкой параллельной слоистостью; б) глины и илы с ленточной слоистостью; VI — горные выработки: а) опробованные на диатомовый анализ; б) опробованные на спорово-пыльцевой анализ.

которых 2,5 м. Весь комплекс имеет здесь падение на СВ под углом 5—15°. Подобные глины весьма характерны для верхов отложений моря Портландия на западе Кольского п-ова.

Нахождение прослоев флювиогляциальных песков внутри отложений приледникового бассейна Портландия, увеличение их мощности в сторону оза, их согласное падение — все это заставляет говорить о фациальном замещении осадков упомянутого бассейна флювиогляциальными на месте современной озовой гряды. Совершенно аналогичные соотношения обнаружены в крупных обнажениях вдоль правого берега р. Лотты в 3 км выше и в 1,5 км ниже по течению, а также в низовьях р. Лотты.

Огрубление ленточных осадков при приближении к озам отмечалось в скандинавской литературе и объяснялось как естественный результат дифференциации материала, приносимого потоками талых вод в приледниковый бассейн (10, 9).

¹ Обозначения к рис. 2 относятся и ко всем последующим.

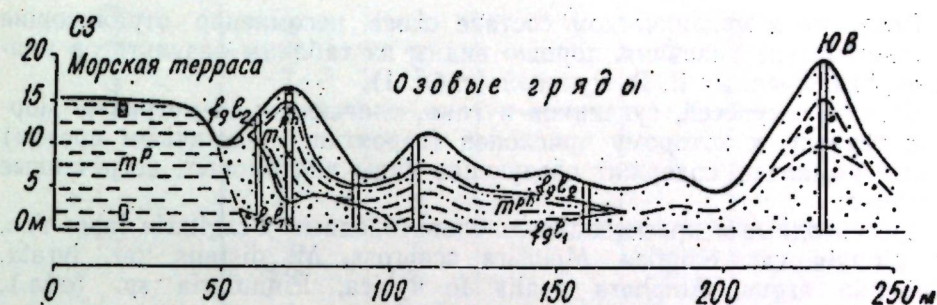


Рис. 3. Разрез (II) вдоль левого берега р. Лотты в 7 км вниз по течению от порога Каллооски

Иные взаимоотношения морских и флювиогляциальных осадков вскрыты в 15 км к ЗЮЗ, где р. Лотта прорезает озвый комплекс, давая его превосходный поперечный разрез (рис. 3).

Здесь имеется несколько четких гряд высотой от 5 до 20 м, общей шириной около 250 м, как бы зажатых между морскими террасами.

Крайняя юго-восточная гряда целиком сложена флювиогляциальными разнозернистыми песками с примесью гравия и гальки.

В строении центральных и северо-западной гряд можно выделить следующие горизонты (сверху вниз):

1. Песок желтого цвета, мелкозернистый, отмытый, отсортированный, слои толщиной 0,5—2,0 см параллельны, падают приблизительно соответственно склонам. Местами внутри слоев слабые угловые несогласия. Нижняя граница четкая.

2. Песок серого цвета, тонкозернистый, с прослоями супеси и суглинка толщиной до 2,5 см, единичными обломками и галькой до 10—30 см в диаметре. В песке тонкая (от долей мм до 2 мм) косоволнистая слоистость прибрежного типа. В супеси и суглинке параллельная, ровная или мелковолнистая слоистость. Сами же пачки песка, супеси и суглинка согласно наклонены соответственно склонам гряды (под углом 15—25°), так что в целом образуют облекающую слоистость.

3. Песок желтого цвета, среднезернистый, с прослоями мелко- и крупнозернистого, чистый, с редкой мелкой галькой. Слоистость параллельная, не везде четкая, толщина слоев 10 см и более. Местами видны микросбросы с амплитудой смещения 5—10 см. Мощность верхнего слоя колеблется от 2 до 5 м. Центральный слой представляет в сущности крупную линзу, мощность которой резко колеблется, возрастая в ядрах гряд (до 13 м в крайней северо-западной гряде) и уменьшаясь или сходя на нет в межгрядовых промежутках. Видимая мощность нижнего слоя также резко изменчива.

Нижний и верхний слои обладают явными признаками флювиогляциального происхождения (песчаный состав, наличие хорошо окатанной гальки, отмытость). Параллельная слоистость и преимущественно мелкозернистый состав говорят о спокойных условиях осаднения.

В то же время такие признаки среднего слоя, как тонкозернистость осадков, тонкая, совершенная сортировка, параллельная слоистость в супеях и суглинках и косоволнистая в тонкозернистых песках, определенно свидетельствуют о накоплении их в стоячем водоеме. Все эти признаки присущи осадкам трансгрессии Фолас в бассейне верхней Лотты.

Различия в механическом составе слоев, несомненно отражающие их генетические различия, хорошо видны из таблицы результатов анализов, выполненных Е. В. Рухиной (табл. 1).

Комплекс супесей, суглинков и глин, слагающих 15-метровую морскую террасу, к которому прислонен (вероятно, с частичным врезом) озовый комплекс, содержит следующие виды диатомовых, встреченные единично:

пресноводные и пресноводно-солончатые: *Fragilaria lapponica*, *Fr. pinnata* var. *elliptica*, *Melosira scabrosa*, *M. distans* var. *lyrata*, *Epithemia argus*, *Amphora ovalis* fo *lybica*, *Pinnularia* sp. (обл.), *Tetracyclus* sp. (обл.), *Eunotia* sp. (обл.), *Stauroneis* sp.;

морские: *Rhabdonema* sp. (обл.), *Melosira sulcata*, *Coscinodiscus Moelleri* (обл.), *Hyalodiscus Kryshstofovichii* (umbilicus), не определенные обломки морских *Centrales*.

По положению и составу флоры отложения относятся к бассейну Портландия.

Верхние пески содержат лишь единичные обломки пресноводных видов: *Melosira scabrosa*, *Didymosphaenia geminatum*, *Fragilaria lapponica*, *Tetracyclus lacustris*, *Pinnularia* sp.

Нижние пески также содержат лишь пресноводные формы в обломках: *Melosira distans* var. *alpigena*, *M. scabrosa*, *Tabellaria fenestrata*, *Eunotia lapponica*, *Fragilaria lapponica*, *Tetracyclus emarginatus*.

Плохая сохранность створок и бедность состава диатомовых, как и литологические признаки, согласно указывают на флювиогляциальное происхождение верхних и нижних песков.

В заключенных между ними тонкозернистых песках обнаружен комплекс пресноводных мелководных видов: *Fragilaria virescens*, *Fr. pinnata* var. *elliptica*, *Tetracyclus lacustris*, *Eunotia exigua*, *E. argus*, *Neidium bisulcatum*, *Pinnularia divergens*, *Anomoeoneis serians*, *Cymbella aspera*, *C. gracilis*, *C. lanceolata*, *Nitzschia denticula*, *Navicula Reinhardtii*, *Didymosphaenia geminatum*, *Caloneis Schumannii*, *Gomphonema gracile*, *G. acuminatum* var. *Brebissonii*.

Из морских видов здесь найдены единичные *Melosira sulcata* и редкие неопределимые обломки морских *Centrales*.

По мнению Е. А. Черемисиновой, возможно отнесение этих диатомовых к сильно опресненным фациям бассейна Фолас.

Следовательно, есть основания считать, что в этом месте озовый комплекс вложен в отложения моря Портландия и состоит из двух генераций флювиогляциальных песков и заключенных между ними осадков Фолас.

Аналогичные соотношения выявлены на р. Кацким в 2 км к западу от одноименного озера.

В крайней западной части района, у порога Раякоски на р. Лотте, озовый комплекс имеет свое особое строение (рис. 4).

В расчистке на склоне оза здесь обнажается (сверху вниз):

0,0—2,0 м — песок серого цвета, среднезернистый, чистый, отсортированный; четкая косая слоистость; нижняя граница резкая, неровная;

2,0—5,2 м — супесь коричневого цвета, с прослоями суглинка до 2 см толщиной, вниз переход к тонкозернистому песку; в супеси и тонкозернистом песке мелкая четкая параллельная или пересекающаяся волнистая слоистость, длина волн 10—30 см, высота 2—5 см, местами они залегают друг на друге с размывом; нижняя граница четкая, неровная;

Таблица 1

Гранулометрический состав слоев разреза II

Размер фракций (м.м.)	Происхождение слоев	> 1,0	1,0—0,63	0,63—0,40	0,40—0,315	0,315—0,25	0,25—0,16	0,16—0,10	0,10—0,063	0,063—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001	
Отложения трансгрессии Портландия							0,40	2,0	1,8	8,4	38,7	29,5	6,0	7,5	
Ранние флювиогляциальные отложения		0,37	14,06	24,79	23,75	30,80		4,94	0,98	0,14	0,17	—	—	—	
Отложения трансгрессии Фолас								2,0	3,0	10,1	52,2	19,0	4,0	4,9	
Поздние флювиогляциальные отложения		0,02	0,19	1,81	4,17	6,73	22,27	22,37	28,77	5,65	5,4	2,0	—	—	

В то же время их согласное друг с другом и с формами поверхности залегание (облекающая слоистость), как это уже отмечалось и во многих других случаях, несомненно свидетельствует о том, что озы приняли свой современный облик после накопления рассматриваемых типов отложений.

Приведенный фактический материал позволяет констатировать следующее:

1. При внешнем одинаковом облике гряд отдельные гряды и их части внутри озового комплекса имеют различное строение.

2. Слагающий озы флювиогляциальный материал отложен частью в мощных и бурных, частью в спокойных потоках, возможно, даже с застойными участками.

3. Наряду с грядами, сложенными целиком флювиогляциальным материалом, имеются такие, в строении которых принимают участие тонкозернистые осадки поздней и послеледниковой трансгрессии.

4. Отложения, слагающие озовый комплекс, в центральной и восточной частях Лоттинской депрессии накапливались одновременно с осадками приледникового бассейна и моря Портландия, а в западной — продолжали отлагаться во время существования моря Фолас.

Прежде чем перейти к объяснению отмеченных особенностей, необходимо указать следующее:

а) в ряде случаев установлено, что ленточные осадки нижней толщи имеют неровную кровлю, нарушены вторичными смещениями как складчатого, так и разрывного типа;

б) согласное залегание нижних флювиогляциальных отложений с осадками Портландия и их переслаиваемость наблюдались в Лоттинской депрессии к востоку от порога на р. Лотте, расположенного в 4,0 км вверх от устья р. Карнеки;

в) путем сравнения гранулометрического и минералогического составов, текстурных особенностей и непосредственного прослеживания толщ определенно установлено, что верхние флювиогляциальные отложения в озах и водно-ледниковые осадки, слагающие камово-озовый рельеф в верховьях р. Лотты, представляют единую позднюю генерацию водно-ледниковых отложений. Эти поздние водно-ледниковые осадки, независимо от образуемых ими форм поверхности, в большинстве случаев залегают согласно на осадках бассейна Фолас.

Следовательно, отмеченные при описании озовых гряд соотношения типов отложений являются не исключением, а скорее общими для рассматриваемого района закономерностями.

Что касается собственно озовых гряд, то, независимо от их строения, такие признаки, как облекающая слоистость и микронарушения, не оставляют сомнения в их происхождении в условиях мертвого льда (6). Но и своеобразное, в том числе нарушенное, залегание осадков приледникового бассейна и трансгрессии Портландия, их согласное наклонное залегание на склонах озов следует считать вторичными явлениями, возникшими после накопления этих типов отложений путем их неравномерного опускания.

Согласное залегание осадков бассейна Фолас между двумя генерациями водно-ледниковых отложений, в том числе внутри озовых гряд, где они имеют облекающий характер залегания, заставляет говорить об оформлении поверхности в ее современном виде после накопления поздних водно-ледниковых отложений, опять-таки, путем различных опусканий.

Подобные явления, на наш взгляд, могут быть удовлетворительно объяснены лишь при признании, что весь комплекс позднеледниковых

осадков (как морских, так и водно-ледниковых) отложился на мертвый лед, а после его таяния в послеледниковое время спроектировался на моренную поверхность.

С представлением о затоплении остатков мертвого льда водами позднеледниковых бассейнов вполне согласуется факт резкого исчезновения морфологических следов этих бассейнов при несомненном продолжении их осадков в западной части Лоттинской депрессии (8).

Такое объяснение представляется тем более справедливым, что в Арктике известны сохранившиеся со времени последнего ледникового покрова ископаемые льды, перекрытые морскими осадками. Такие соотношения отмечены на Новой Земле (2), причем геоморфологические условия в Крестовой губе на Новой Земле и Лоттинской депрессии сходны.

Возможность погребения отдельных частей ледника под водными наносами доказывалась и для Приимандровского района на Кольском п-ове (4).

На основании вышеизложенного историю накопления охарактеризованных осадков и возникновения озового комплекса можно представить следующим образом. В позднеледниковое время депрессии материковой части Кольского п-ова были заняты приледниковым бассейном, в который затем проникли воды трансгрессии Портландия. Отдельные глыбы и массивы мертвого льда в осевых частях депрессии не успевали растаять и заносились осадками. При проникновении вод по Лоттинской депрессии к западу от современного устья р. Карнеки мертвый лед почти не успевал таять и они покрыли массив льда мощностью в несколько десятков метров в осевой части депрессии.

В вершинную часть залива вливались талые воды, прорезавшие во льду русла глубиной в несколько десятков метров.

Одновременно и соответственно перемещению вершинной части залива к западу перемещались и устья этих потоков, а их русла местами частично, местами целиком заполнялись сначала потоковыми, а затем дельтовыми и частично морскими осадками. Основное же накопление последних происходило, конечно, в стороне от этих русел. Возможно, частично потоки текли непосредственно подо льдом, создавая каналы, которые с наступлением моря или полностью заполнялись материалом бурных потоков, или, если оставались пустыми, то в дальнейшем могли способствовать просадкам льда и созданию или углублению наледниковых каналов.

При отступлении моря Портландия продолжалось локальное накопление флювиогляциального материала, причем некоторые русла были заполнены целиком.

После осушения восточной части территории погребенные глыбы мертвого льда, вероятно, растаяли и здесь озы стали самостоятельными морфологическими элементами.

Воды последующей трансгрессии Фолас частично подмывали эти гряды, а частично отложили свои осадки, прислонив их к ним, тем самым несколько уменьшив морфологическую выраженность гряд.

На западе же мертвый лед сохранился и накопление водно-ледниковых осадков в осевой части депрессии последовательно сменялось накоплением морских осадков при трансгрессии. При регрессии бассейна Фолас они были вновь перекрыты водно-ледниковым материалом. В результате имевшиеся ложбины талых ледниковых вод, как и прилегающие пространства, окончательно заполнились тем сложным комплексом осадков, который наблюдается в обнажениях и выработках.

Наконец, в послеледниковое время при прогрессирующем потеплении погребенный массив мертвого льда постепенно растаял и перекрывавший его комплекс осадков спроектировался на моренное основание. Увеличенная мощность отложений на месте прежних ложбин и русел талых вод явилась причиной их выделения в рельефе в виде гряд, материал которых получил облекающую слоистость.

Неровности основания и поверхности льда, также имевшие в ряде мест своим последствием неравномерную мощность перекрывавших осадков, проявились в конечном счете в слабой морфологической выраженности морских террас и образовании полей камово-озового рельефа на западе Лоттинской депрессии.

Судя по маршрутным наблюдениям в долинах крупных притоков р. Лотты, а также в долинах рр. Яуриёки, Кацким, Патсоёки, Наутси, палеогеографическая обстановка в послеледниковые была там весьма сходна, хотя конкретные условия гипсометрии и морфологии поверхности вносили некоторое разнообразие.

Приведенный материал показывает, что на территориях, затоплявшихся водами послеледниковых бассейнов, озы являются сложными образованиями, тесно связанными со всем комплексом послеледниковых осадков и форм. В строении озв отражены пространственные и временные особенности и различия палеогеографической обстановки, для расшифровки которой тщательное их изучение может дать чрезвычайно ценный материал.

Геологический институт
Кольского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Биска Г. С. Озы Карелии. М.—Л., Изд. АН СССР, 1955.
2. Горбачкий Г. В. Ископаемые ледники Крестовой губы на Новой Земле. Арктика, № 1, 1938.
3. Даниловский И. В. К вопросу о происхождении озв. Геологический вестник, т. V, № 4—5, 1926, 1927.
4. Егоров С. Ф. Морфологические условия залегания диатомитов некоторых месторождений Кольского п-ова. Тр. Геоморфол. ин-та, вып. 8, 1933.
5. Марков К. К. Некоторые вопросы генезиса ледниковых ландшафтов. Природа, № 5, 1931.
6. Никонов А. А. Микронарушения в водно-ледниковых отложениях Лапландии. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 3, 1958.
7. Никонов А. А., Черемисинова Е. А. Новые данные о поздних и послеледниковых морских бассейнах на западе Кольского п-ова. ДАН СССР, т. 123, № 3, 1958.
8. Никонов А. А. Восстановление неотектоники и палеогеографии послеледниковых с помощью эпейрогенического спектра в материковой части Кольского полуострова. ДАН СССР, (в печати).
9. Brenner T. Några karaktärsdrag hos sudvästra Finlands leravlagringar. Fennia, 45, 1925.
10. Sauramo M. Studies on the Quaternary varve sediments in Southern Finland. Bull. de la Com. géol. de Finland, 80, 1923.
11. Tanner V. The problems of an esker. Kollazjokk gaece in Petsamo, Lapland. Fennia, 50, 1928.
12. Tanner V. The problems of the eskers. The esker-like gravel ridge of Chaptoiv. Lapland. Bull. de la Com. géol. de Finland, 99, 1932.
13. Tanner V. The problems of the eskers. IV. The glaciofluvial formations of the Rassemuette valleys, Petsamo, Lapland. Fennia, 58, 1934.

А. Д. АРМАНД, М. Д. ДОРФМАН

К ВОПРОСУ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА ХИБИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА

Вопросам происхождения основных элементов рельефа Хибинских тундр — цирков и каров¹, ущелий, перевалов и долин — посвящена главным образом работа Гладцына — первая и единственная в своем роде (1). Эта работа имеет ряд крупных достоинств, но, по нашему мнению, в ней отводится слишком большая рельефообразующая роль процессам морозного выветривания, в особенности связанным со снежниками — перелетками. По мнению Гладцына, нивация служит причиной образования не только цирков и каров, но также перевалов, сквозных долин и ущелий, разрезающих плато. Лишь вскользь отмечается, что ущелья, возможно, намечены тектоническими трещинами. Наоборот, в помещенной в том же сборнике статье Куплетского (5) вполне определенно проводится мысль о зависимости гидросети от тектонического строения горного массива. Куплетский находит два основных направления речных долин в Хибинах: широтное и меридиональное.

Позже Рихтер (8) писал о радиально-концентрическом рисунке гидросети Хибин и объяснял его тем, что речные долины развились по направлениям тектонических трещин. Действительно, ряд крупных и многие мелкие реки Хибин в сумме образуют правильную систему лучей и дуг. К радиальным относятся долины рек Гольцовки, М. Белой, Тахтарки, Саамской, Юкспорёка, Расвумёка, текущих к периферии массива, и рек Тулиёка, Каскасьюнёка, Тымшесуая и других, которые собираются к общему центру близ губы Тулылухт, Умбозера. Характерно, что этот центр, представляющий собой некоторую площадь, находится не в середине Хибин, а смещен к востоку и приблизительно совпадает с геологическим центром полукольцевых интрузий (рис. 1а).

Дуга, образованная долинами рек Сев. Лявоёк, Куниёк, Кукисёк, Подъемная, Расвумёк, располагается концентрически по отношению к той же центральной зоне. Параллельно этой дуге проходят долины рек Петрелиуса, Поачёк, Вуонемёк, верховья долины р. Меридиональной, цирк Апатитовый и другие.

Следует заметить, что полной параллельности между направлением долин и геологических контактов пород не наблюдается. Можно установить определенную тенденцию к смещению «речного центра» на 4—6 км к востоку по отношению к «геологическому центру».

¹ В настоящей статье разделение цирков и каров принято по следующему признаку: первые непосредственно переходят в троговую долину, вторые переходят вниз, в эрозийную долину, или имеют висячее устье, а нередко то и другое.

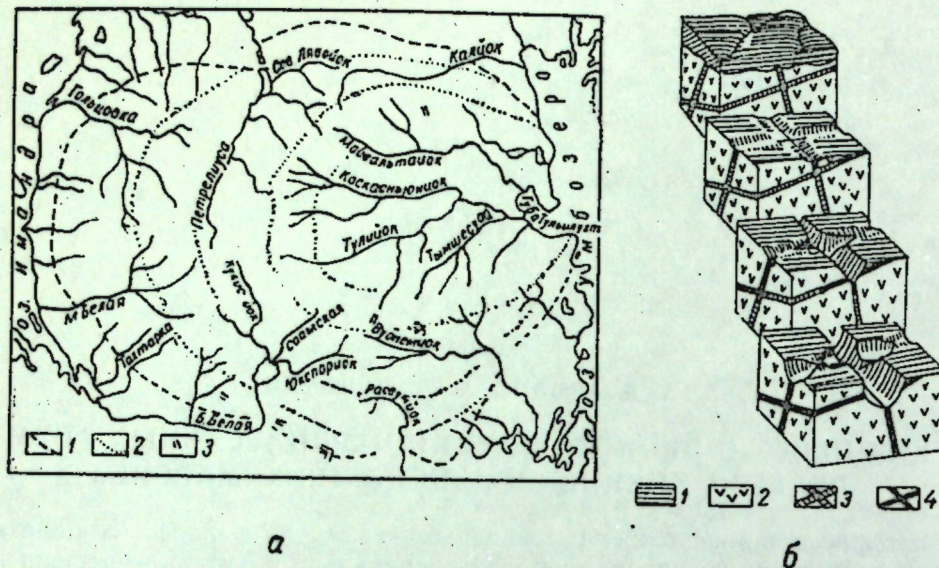


Рис. 1. Речная сеть Хибинского щелочного массива (а) и схема развития отрицательных форм рельефа (б).

а: 1) линия контакта щелочных пород Хибинского массива с вмещающими породами; 2) контакты между отдельными комплексами пород, слагающих Хибинский массив; 3) наиболее крупные ущелья массива; б: 1) осадочно-метаморфические породы; 2) нефелиновые сенинты; 3) разрушенные зоны, не затронутые процессами выветривания; 4) линейная кора выветривания.

Некоторые крупные долины в Хибинах не подчиняются общей закономерности, как например, по-видимому, сбросовые долины реки Б. Белой, низовьев рек Вуонемека, Куннека. Возможно, здесь сказывается наложение тектонических линий более крупного порядка на местную систему трещин и разломов (8). Картина речной сети осложняется зависимостью некоторых тальвегов от трещин иных азимутов. Исследования Пэка (7) в разных частях Хибин, позднее П. К. Семенова и других в районе апатитового месторождения показали, что крутопадающая трещиноватость пород образует максимумы, по крайней мере, в четырех направлениях на одном участке. С частью систем трещин, в тех местах, где они изучались, совпадает ориентировка «ослабленных», или «разрушенных» зон — зон сильного тектонического дробления, а также ориентировка многих долин.

Связь гидросети с трещинной тектоникой возникала постепенно в процессе развития рельефа Хибин (рис. 1б). К тому времени, как Хибинская щелочная интрузия была выведена денудацией на поверхность, система трещин как контракционных, так и тектонических (4) уже, по-видимому, существовала. Появились и «ослабленные зоны». В ходе дальнейшей эрозии и денудации речная сеть постепенно приспособилась к трещинной тектонике плутона.

Формирование Хибин как горного массива, связанное, очевидно, с тектоническим поднятием (11), должно было привести к усилению указанной выше зависимости. Этому способствовало два фактора. С одной стороны, тектонические подвижки усиливали раздробление породы в ослабленных зонах и способствовали появлению новых зон. С другой стороны, примерно в одно время с началом воздействия денудации на щелочной массив породы начали подвергаться гипергенным изменениям, особенно в разрушенных зонах. Изучение этих зон и связанной с ними линейной коры выветривания (2, 3) позволяет лучше понять механизм образования соответствующих им форм рельефа.

Геологическое положение зон разломов предопределило развитие двух типов коры выветривания — крутопадающей ($90^\circ-60^\circ$) и пологопадающей ($0^\circ-30^\circ$). Широкому развитию вторичных процессов химического выветривания способствовали как тектоническая подготовленность пород, так и особенности минералогического состава. В частности, главный породообразующий минерал — нефелин под воздействием поверхностных вод легко подвергается гидролитическому разложению. Щелочной характер образующихся растворов при различной скорости движения трещинных вод, поступивших с поверхности по зонам разломов, создает в каждом типе коры выветривания различную физико-химическую среду. Так, в крутопадающих зонах, где скорость движения вод наибольшая, pH среды оказывается наименьшей (около 9). В пологопадающих зонах, где скорость дренирования наименьшая, pH среды значительно больше и может достичь, согласно данным наших экспериментов, 11. Соответственно этому каждый тип коры выветривания характеризуется своим комплексом минералов. В крутопадающем типе образуются гидрослюда, нонтронит, гидрогематит, лимонит, халцедон, анатаз. В пологопадающем типе — монтмориллонит, сапонит, бейделлит, цеолиты (филлипсит, томсонит, натролит), франколит, гиббсит, халцедон, лимонит (3). Как показали наблюдения, эти процессы проникают в массив до глубины 500 м и более.

Таким образом, на месте монолитных пород, обладающих большой устойчивостью против физического выветривания, в обоих типах линейной коры выветривания образуются относительно более мягкие и рыхлые породы, сложенные слюдистоглинистым комплексом минералов. Узкая зона этих измененных пород в линейной коре выветривания, способная к легкому размыванию и выносу текучими водами, имеет гораздо меньшую устойчивость по отношению к экзогенным факторам, чем окружающая ее монолитная порода. При наличии уклона поверхности вдоль зоны размыв, оплывание, лавины превращают ее в крутостенное ущелье. Постоянно лежащие на дне снежники усиливают процесс, являясь в течение теплого времени года источником непрерывного поступления талой воды в грунт. В тех случаях, когда уклон ущелья невелик, место поверхностного стока занимает суффозия — вынос глинистых частиц циркулирующими по разрушенной зоне трещинными водами. При наличии сильно расчлененного рельефа, богатого увлажнением и подходящего субстрата этот процесс представляется не только возможным, но и необходимым. В ряде случаев прямым свидетельством существования такого процесса в Хибинах могут служить серии замкнутых воронок на плоских водоразделах, расположенные на одной прямой линии. Очевидно, их возникновение предопределено наличием под рыхлым делювиально-моренным покровом линейной коры выветривания, в направлении которой и развивались суффозионные углубления.

Следует отметить, что преобладающим развитием пользуются крутопадающие зоны разломов. Пологопадающие имеют подчиненное значение и поэтому на развитие рельефа Хибинских гор существенного влияния не оказали. Лишь иногда они приводят к образованию ступеней на стенках цирков (цирк Подъемный).

В ослабленных зонах, особенно там, где прошли процессы химического выветривания, в результате денудации возникли ложбины, которые со временем перешли в эрозионные лога. Процесс зарождения и последовательность развития отрицательных форм рельефа, связанных с линейной корой выветривания, показан на блок-диаграмме (рис. 1б).

Параллельное развитие коры выветривания и эрозии по намеченным трещиноватостью линиям усиливало оба эти процесса. Химическое выветривание опережало процессы денудации, результатом чего явилась большая глубина зоны выветривания, в том числе под речными долинами.

Приуроченность ледниковых цирков, долин рек, ущелий к линейной коре выветривания однозначно устанавливается на ряде участков Хибинских тундр. На геологической карте района Расвумчоррского апатитового месторождения, составленной И. В. Суминым¹ показано, что цирки Апатитовый и Подъемный как бы нанизаны на одну общую зону выветривания крутопадающего типа. Эта приуроченность

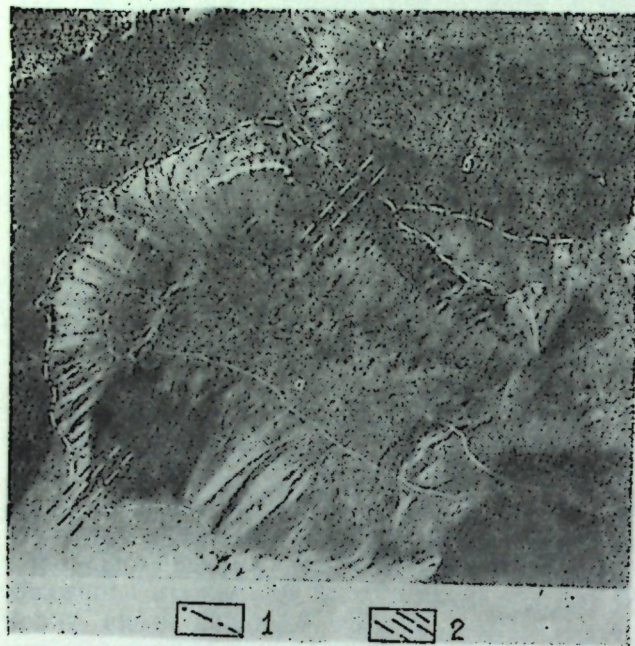


Рис. 2. Аэрофотоснимок цирков Апатитового (а) и Подъемного (б).

1) контуры цирков; 2) разрушенная зона (по И. В. Сумину)

эрозионной долины, а затем ледникового цирка.

Другим примером может служить цирк Пронченко на горе Юкспор. Изучение тоннеля позволило обнаружить в интервале около 3 км 22 крутопадающие зоны разломов, в направлении которых энергично проявились процессы химического выветривания. Под этим цирком на глубине 500 м оказалась пачка таких зон, пройденная на других горизонтах подземными горными выработками Юкспорского апатитового рудника.

Большое количество зон разломов наблюдается также в горных выработках Кукисвумчоррского рудника. Здесь, как и на Юкспорском руднике, мелкие и редко расположенные зоны на дневной поверхности проявляются менее отчетливо и нередко скрыты под слоем рыхлых отложений.

На вершине первого Кукисвумчоррского отрога наблюдается щель шириной до 2 м. На ее дне под рыхлыми отложениями обнаружен

цирков к зоне разлома видна и на аэрофотоснимке того же участка (рис. 2). Нашими исследованиями установлено, что в цирке Апатитовом широко развита не только мощная линейная кора выветривания крутопадающего типа, но и серия сближенных пологих зон с характерным комплексом минералов этого типа линейной коры выветривания. Она фиксируется как в карьере, так и в подземных горных выработках на разных горизонтах месторождения. Локальное развитие двух типов линейной коры выветривания и создало благоприятные условия для образования вначале

характерный комплекс минералов крутопадающего типа линейной коры выветривания — гидрослюда, гидрогематит с халцедоном, анатаз. Судя по всему, это образование является продолжением линейной коры выветривания, прослеживающейся подземными выработками соседнего Кукисвумчоррского апатитового месторождения.

По разрушенной зоне, по-видимому, заложилась и развивалась долина р. Саамской. На дне этой долины под четвертичными отложениями и доледниковым делювием на глубине 93 м бурением была вскрыта выветрелая зона, представляющая собой раздробленную шпреуштейнизированную линзовидно-полосчатую породу с лимонитизированным оранжево-бурым апатитом (по документации техника-геолога Н. Кичина).

Несколько параллельных выветрелых зон вскрыто канавами на продолжении одного из колен долины р. Гакмана. Западнее эта серия зон выходит на перемычку между Большим и Малым Юкспором, с чем, по всей вероятности, и связано образование седловины.

Ущелье Рисчорр приурочено к крутопадающей зоне разлома, секущей как рисчорриты, так и среднезернистые нефелиновые снгиты. Процессы выветривания в этих богатых полевым шпатом породах привели к изменению нефелина и темноцветных минералов, в то время как полевой шпат оставался свежим. О развитии ущелья по линейной коре выветривания можно судить по ее остаткам на крутых стенках, где на месте нефелина образовалась гидрослюда, пропитанная гидроокислами железа, а по пироксену — гидрогематит. Сейчас основание ущелья завалено мелкощебнистой осыпью и находится под снежником.

Очевидно, линейная кора выветривания начала образовываться до того, как сформировались эрозионные долины, позднее переработанные в трог и ущелья.

Не следует, конечно, считать, что во всех случаях закономерно ориентированные долины в Хибинах развились по линейной коре выветривания, хотя это и представляется наиболее характерным случаем. Вполне возможно влияние трещиноватости и тектонических зон, а также жильных образований на конфигурацию гидросети и без промежуточного звена — химического разрушения пород.

Тектоническое поднятие Хибин создало еще один фактор, в некоторых случаях определяющий развитие водотоков, — уклоны топографической поверхности. Возможно, этим объясняется то обстоятельство, что значительное количество ручьев, стекающих с Хибин к северу, а также многие притоки 3—4 порядка не укладываются в намеченную тектоническим фактором схему.

Четвертичное оледенение превратило крупные долины в трог и с цирками в верховьях, но при этом рисунок гидросети существенно не изменился. Унаследованность доледниковых долин доказывается, например, тем, что во многих местах Хибин сохранились доледниковый элювий и делювий (9).

С похолоданием климата в доледниковое время появился новый агент рельефообразования — фирновые скопления. Развитие нивальных форм рельефа происходило по иным законам, чем речных долин. Здесь большую роль играли экспозиция склонов, направление метелевого переноса снега, высота снеговой линии. Но очевиден факт, что и формы, развившиеся в результате подснежного разрушения породы, находятся в сильной зависимости от трещинной тектоники Хибин, в общем случае — через посредство разрушенных зон и линейной

¹ Диссертация И. В. Сумина. Фонды Кольского филиала АН СССР.

коры выветривания. Именно понижения, которыми были отмечены на поверхности выходы зон выветривания, во многих случаях и послужили местами первичного накопления снега и образования нивальных углублений. Дальнейший рост стенок молодых каров также шел в первую очередь по направлению наиболее слабых пород. Хотя обычно и считают, что петрографические особенности пород не сказываются на углублении нивальных форм, в данном случае это не так: разница между кристаллическими породами и глинистой массой, подготовленной к выносу талыми водами, очень велика, и это влияет на форму каров. Одним из примеров может служить кар по левому борту долины р. Расвумёк, форма которого отчетливо указывает на преимущественный рост в двух взаимно перпендикулярных направлениях. Нередко прямолинейные остатки денудационных ложбин и ущелья — указатели зон выветривания — прослеживаются на плато, продолжая осевую линию каров, а также на их стенках и даже дне. Из-за неравномерного выветривания контуры задних стенок каров очень часто принимают изрезанную, иногда пилообразную форму.

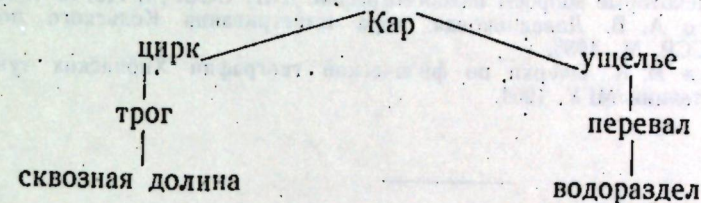
При благоприятных условиях врезание ущелий в склоны горного массива может привести к образованию сквозных каньонов, таких, как ущелье Рамзая, ущелье Географов, перевал Юкспорлак. Подчиненная общей закономерности правильная ориентировка этих форм подтверждает, что в конечном итоге они также связаны с трещинной тектоникой. На перевале Юкспорлак в обнажении можно непосредственно наблюдать сильно раздробленную выветрелую породу. Более глубокие из перевалов испытали воздействие ледника и превращены в сквозные троговые долины (перевал Саамский и др.).

Внешний вид Хибинских ущелий в совокупности с некоторыми другими соображениями вызвал к жизни представление о существовании в Хибинах зияющих тектонических трещин. При этом части из них приписывался послеледниковый возраст (6). Как было показано выше, нет необходимости привлекать современную тектонику для объяснения подобных форм рельефа; они определяются главным образом наличием линейной коры выветривания, в направлении которой процессы денудации проявляются значительно сильнее. С другой стороны, к „зияющим трещинам“ трудно причислить ущелье Ферсмана или ущелье „Дразнящего эха“, которые достигают 65-метровой ширины. Тот факт, что многие из ущелий не заполнены рыхлыми отложениями, в том числе ледниковыми, объясняется эрозионной работой талых ледниковых вод, особенно сильно проявившейся на высоте около 500—550 м над уровнем моря. Доказательством этого может служить то, что у входа в некоторые крупные ущелья, например, на южном склоне Вудъяврчорра, оканчиваются приледниковые террасы, сформированные работой ледниковых вод.

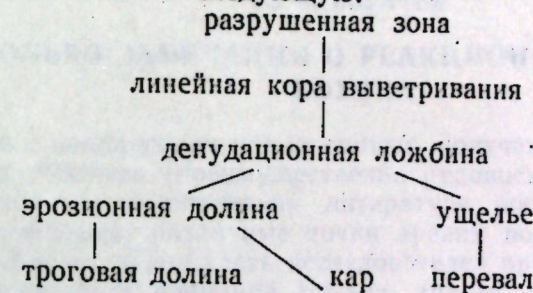
Тем не менее, возможность новейших тектонических движений в Хибинах, в том числе и по старым разломам, отнюдь не исключена.

Таким образом, отрицательные формы Хибинского щелочного массива тесно связаны с тектоническими разрушенными зонами, в направлении которых преимущественно сказывалось воздействие агентов денудации. Эрозионные процессы во многих случаях значительно облегчались наличием линейной коры выветривания, развившейся в направлении разрушенных зон. В результате этого возникла современная сеть речных долин, цирков, каров и ущелий, имеющая в значительной мере радиально-концентрическое строение. Нельзя согласиться с мнением Гладцына (1), который считал нивальный кар зароды-

шем, а углубление его задней стенки — причиной образования большинства отрицательных форм рельефа Хибин. Разработанной им схеме развития таких форм:



можно противопоставить следующую:



Следовательно, на место нивации, как главного фактора рельефообразования, встает денудационное и эрозионное углубление, которое в ледниковое время „передает эстафету“ процессам ледникового выпаживания и углубления снежников.

Возраст линейной коры выветривания и развившихся по ней V-образных речных долин определяется как доледниковый.

Процессы химического выветривания, которые приводили к возникновению отрицательных форм рельефа в Хибинских тундрах, не являются исключением и развиты также в других районах Кольского п-ова. Эти процессы привели к образованию доледниковой коры выветривания (10), имеющей специфические черты в соответствии с особенностями геологического строения и петрографического состава горных пород.

Геологический институт
Кольского филиала АН АССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Гладцын И. Н. Геоморфологические наблюдения в Хибинских тундрах. Тр. Ин-та по изучению Севера, вып. 39, сб. „Хибинские и Ловозерские тундры“, т. II, М., 1928.
2. Дорфман М. Д. Минералогия разрушенных зон и комплекса якупиранигитуритовых пород Юкспорского апатито-нефелинового месторождения. КолФАН СССР, Кировск, 1954.
3. Дорфман М. Д. Геохимические особенности процессов выветривания в нефелиновых сиенитах Хибинских тундр. Геохимия, № 5, 1958.
4. Куллетский Б. М. К петрографии Хибинских тундр. 4. Породы восточного Умптека. Тр. Минералог. музея АН СССР, т. I, 1926.
5. Куллетский Б. М. Геофизический очерк, рельеф и орография Хибинских и Ловозерских тундр. Тр. Ин-та по изучению Севера, вып. 39, сб. „Хибинские и Ловозерские тундры“, т. II, М., 1928.
6. Мурзаев П. М. О возрасте и образовании ущелий южного склона Хибинского массива. Изв. Лен. геол.-гидро-геодез. треста, № 1 (6), Л., 1935.

7. Пэк А. В. Некоторые данные по тектонике Хибинского района. Сб. „Хибинские апатиты“, т. VI, под ред. А. Е. Ферсмана. ОНТИ ВСНХ, Л., 1933.
8. Рихтер Г. Д. Орографические районы Кольского полуострова. Тр. Ин-та физ. геогр. АН СССР, вып. 19, 1936.
9. Сидоренко А. В., Галахов А. В. Доледниковые континентальные отложения в Хибинах и некоторые вопросы палеогеографии. ДАН СССР, т. 115, № 1, 1956.
10. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М., 1958.
11. Тихомиров И. К. Очерки по физической географии Хибинских тундр. Рукоп. Хиб. геогр. станции МГУ, 1954.

А. И. БОГАЧЕВ

НЕСКОЛЬКО ЗАМЕЧАНИЙ О РЕАКЦИОННОМ ПРИНЦИПЕ БОУЭНА

В связи с накоплением новых данных, полученных как при изучении природных объектов (преимущественно рудоносных), так и в области эксперимента, в геологической литературе последних лет высказываются совершенно различные точки зрения по поводу реакционного принципа Боуэна. Одна часть исследователей продолжает безоговорочно придерживаться принципа Боуэна, другая, наоборот, считает, что реакционный принцип себя изжил и не может быть применим. Наиболее категорично эти взгляды изложены в сводной работе Малышева (3). Последний на основе изучения месторождений титановых руд, связанных с габброидными породами, считает, что «при дифференциации базальтовой магмы в магматическом остатке накапливается более основная, по сравнению с составом базальта, жидкость, а не более кислая, как это утверждают Боуэн, Кузнецов и ряд других исследователей». Третья группа исследователей идет по пути расширения рамок применения принципа Боуэна. Наиболее последовательно это направление представлено рядом известных работ Д. С. Коржинского, который, исходя из вполне подвижного поведения щелочей при магматических процессах и в зависимости от отношения их термодинамических потенциалов, вывел несколько новых реакционных рядов.

При изучении района Ельтозерского массива (северная Карелия) в двух разновозрастных комплексах габброидных пород устанавливаются две совершенно различные тенденции в дифференциации габброидной магмы. В габброидных титаносодержащих породах I фазы Ельтозерского массива, так же как и в других сходных массивах (Адирондак, Волинский и Цагинский массивы габбро-лабродоритов и др.), наблюдается последовательность образования горных пород от ранних к поздним: мелкозернистое габбро краевой фации; крупнозернистое габбро; среднезернистое полосчатое оливковое габбро, большей частью оруденелое; рудные гипербазиты (пироксениты, перидотиты и амфиболиты). Эта последовательность подтверждает выводы Малышева и других исследователей (А. Бейтмана, А. Ф. Баддингтона).

Для другого комплекса габброидных пород, представленного серией даек диабазовых порфиритов (мыс Пиртиниеми, оз. Ельтозеро), отделенных во времени от I фазы Ельтозерского массива внедрением даек спессартита (II фаза массива), нефелиновых сиенитов (III фаза массива) и гранитов, намечается изменение состава исходной магмы (2) от состава оливкового диабаза для первой генерации даек к составу конгадиобаза (кварцевого диабаза) — для более поздних даек. Наме-

чающаяся в пределах отдельных даек дифференциация диабазовой магмы повторяет ту же направленность в изменении состава магмы в ходе кристаллизации в камере интрузии от более ранних основных (частью оливиновых) к поздним, более кислым, диабазам с микропегматитом.

Химический состав наиболее типичных представителей из этих двух комплексов габброидных пород представлен на рис. и табл. 1, 2.

Как видно из рисунка и табл. 1, 2, исходные составы магм (анализы 1, 4) не показывают существенного различия. Направления же магматической дифференциации для этих двух комплексов габброидных пород диаметрально противоположны.

Для комплекса диабазовых порфиритов наличие зон закалывания, диабазовой и порфировой структур, зонального строения плагиоклазов и пироксенов, коррозийных структур, указывающих на более раннюю кристаллизацию оливина по отношению к пироксенам, и ромбического пироксена по отношению к моноклинному и, наконец, появление в промежутках между зернами плагиоклаза и пироксена микропегматита свидетельствуют о том, что в данном случае основные этапы магматической дифференциации диабазовой магмы можно объяснить исходя только из принципа Боуэна.

Для комплекса титаносодержащих габброидных пород I фазы Елетьозерского массива принцип Боуэна прямого применения не находит.

Большинство исследователей (А. А. Полканов, К. О. Кратц, М. М. Малышев, А. Бейтман), занимающихся вопросами генезиса рудных окисных месторожде-

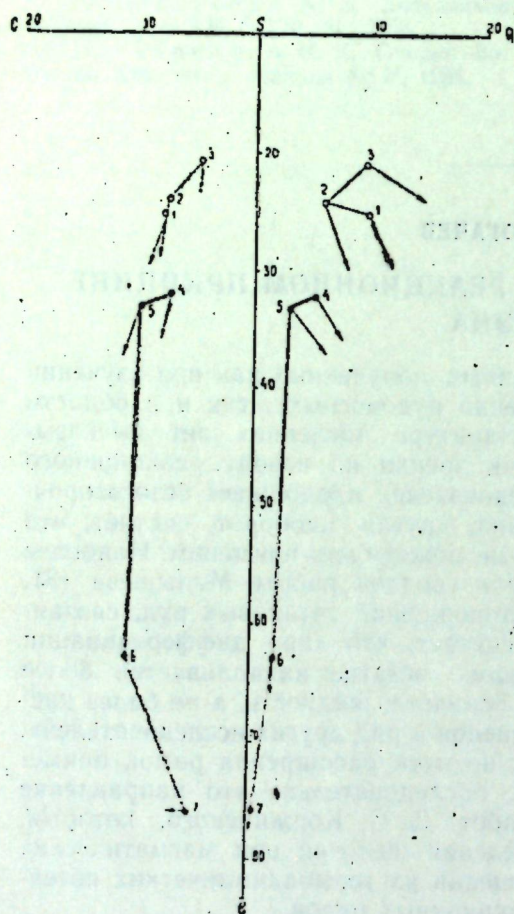


Рис. Диаграмма химических составов даек диабазовых порфиритов района Елетьозера и пород I фазы Елетьозерского массива.

Дайки диабазовых порфиритов: 1 — оливиновый диабаз; 2 — диабазовый порфирит; 3 — конгидиабаз.

Породы I фазы Елетьозерского массива: 4 — мелкозернистое габбро; 5 — крупнозернистое оруденелое габбро; 6 — рудный перидотит.

Примечание. Пересчеты габброидных пород I фазы Елетьозерского массива произведены с учетом перевода TiO_2 в «В» (1).

ний, связанных с магмой габброидного состава, видят основную причину более поздней кристаллизации рудных минералов в воздействии на них летучих компонентов. По-видимому, воздействие летучих компонентов на снижение температуры кристаллизации отдельных минеральных компонентов в процессе кристаллизации является дифференцированным. В наименьшей степени это воздействие сказывается на плагиоклазах основного состава; в промежуточной — на пироксенах и в наибольшей степени на оливинах и рудных минералах.

Таблица 1

Химические анализы диабазовых порфиритов района Елетьозера и пород I фазы Елетьозерского массива

Компоненты	Комплекс диабазовых порфиритов			I фаза Елетьозерского массива			
	1 оливино- вый диа- баз	2 диабазо- вый пор- фирит	3 конгиди- абаз	4 мелко- зерни- стое габбро	5 мелко- зерни- стое габбро	6 крупно- зерни- стое габбро	7 рудный перидо- тит
SiO_2	47,88	54,50	56,19	48,10	46,32	19,40	14,20
TiO_2	0,96	0,21	1,17	1,15	1,15	7,20	14,35
Al_2O_3	17,88	15,79	14,04	14,84	16,78	16,70	10,28
Fe_2O_3	3,76	2,39	5,50	4,69	3,76	21,06	27,54
FeO	8,05	4,57	6,46	8,20	6,26	17,17	20,86
MnO	0,14	0,13	0,12	0,28	0,18	0,33	0,31
MgO	5,66	8,36	8,58	6,38	7,71	8,37	6,48
CaO	9,28	9,49	6,94	12,06	15,66	7,95	4,07
Na_2O	3,47	2,11	3,98	2,03	1,04	0,63	не обн.
K_2O	0,95	0,89	0,40	0,72	0,51	0,32	0,40
P_2O_5	—	—	—	—	—	0,018	не опред.
H_2O	—	—	—	0,30	0,17	—	0,21
п.п.п.	—	—	—	0,61	0,37	0,10	0,85
Сумма	99,59	100,10	99,78	99,36	99,86	98,92	99,85

Примечание. 1. Обр. 3069—9. Карельский филиал АН СССР.
2. Обр. 3070—6. Карельский филиал АН СССР.
3. Обр. 3070—12. Карельский филиал АН СССР. (Все три образца анализировала Г. Ф. Капустина).
4. Проба А—7. Сев.-Зап. геологическое управление.
5. Проба А—10. Сев.-Зап. геологическое управление.
6. Проба 0,8. Институт «Механобр».
7. Проба А—12. Сев.-Зап. геологическое управление.

Таблица 2

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Номер анализа	a	c	s	s'	f'	m'	c'	a'	n	φ	t	Q
1	9,4	7,8	25,35	57,5	45,4	39,2	15,4	—	84,8	13,4	1,5	—11,6
2	5,99	7,55	24,5	61,94	25,8	57,5	17,11	—	77,3	8,3	0,32	+4,3
3	9,4	4,6	20,8	65,1	18,4	29,3	52,3	—	94,2	22,36	1,6	+6,9
4	5,5	7,3	31,7	55,5	38,4	34,5	24,1	—	82,5	12,66	—	—12,7
5	3,1	9,9	33,3	53,6	28,8	39,9	28,4	—	77,3	10,02	—	—8,8
6	1,97	10,74	62,8	24,4	62,0	25,0	—	2,2	76,9	32,7	—	—65,8
7	0,59	5,36	76,49	17,56	62,1	15,7	—	4,9	0,0	35,5	—	—71,4

Минералогический состав описанных выше двух комплексов габброидных пород показывает существенное различие в содержании тех минералов, которые указывают на присутствие в магме летучих компонентов. Для рудных титаносодержащих пород I фазы Елетьозерского массива характерно повышенное содержание апатита (до 10%) и амфибола как основного порообразующего минерала (рудные амфиболиты). В породах же комплекса диабазовых порфиритов апатит отсутствует, амфибол в небольших количествах иногда отмечается в виде реакционных оторочек вокруг зерен пироксена.

В связи с этим особо следует подчеркнуть, что в комплексах горных пород и в классических экспериментальных системах, на основе которых Боуэн создал свою теорию кристаллизационной дифференциации, отсутствовали летучие компоненты. За основу Боуэн брал «сухие» магмы.

В результате можно высказать следующее.

1. Реакционный принцип Боуэна не потерял своего значения в петрологии и приложим к «сухим» магмам.

2. Для магм с повышенным содержанием летучих компонентов, в особенности для рудоносных магм основного состава, последовательность кристаллизации является иной по сравнению с «сухими» магмами. Изучение и теоретическое обоснование этой последовательности еще только началось.

Отдел петрографии и минералогии
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
12/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев А. И. К вопросу пересчета химических анализов рудных титаносодержащих пород основного состава по методу А. Н. Заварицкого. Изв. Карельского и Кольского филиалов АН СССР, № 4, 1958.

2. Инина К. А. Дайки диабазовых порфиритов района Елетьозера (северная Карелия) (в печати).

3. Малышев И. И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. Госгеолтехиздат, М., 1957.

М. П. МАКСИМОВА

ОРГАНИЧЕСКИЙ УГЛЕРОД И ОКИСЛЯЕМОСТЬ В ВОДАХ БЕЛОГО МОРЯ

Наиболее точные данные по содержанию органического вещества в морской воде можно получить, определяя углерод, входящий в его состав. Но ввиду сложности и трудоемкости определения органического углерода этот метод применяют редко. Чаще всего определяют перманганатную окисляемость, которая позволяет приблизительно судить о содержании органического вещества в морской воде.

Скопинцев (5) пишет, что для пресных вод установлено устойчивое среднее соотношение между органическим углеродом в мгС/л и окисляемостью в мгО₂/л, что позволяет приблизительно судить о количестве углерода по кислороду окисляемости.

Для пресных вод среднее отношение $\frac{\text{О}_2 \text{ окисляемости}}{\text{С органический}}$ близко к 1,0; крайние отклонения величины отношения составляют 0,6—1,6 (3). Скопинцев предполагает, что указанное соотношение применимо и к органическому веществу морской воды. Но для вычисления среднего отношения $\frac{\text{О}_2 \text{ окисляемости}}{\text{С органический}}$ для морских вод недостаточно материала, т. к. величины отношения несколько колеблются для разных морей и сезонов. Для Балтийского и Азовского морей величины отношения близки к 1,0; для Атлантического океана и Каспийского моря они составляют 0,4 (3).¹

До настоящего времени нет опубликованных данных по одновременному определению органического углерода и окисляемости, которые позволили бы вывести отношение $\frac{\text{О}_2 \text{ окисляемости}}{\text{С органический}}$ для наших северных морей.

Летом 1956 г. собран материал одновременно по окисляемости и органическому углероду в открытой части бассейна Белого моря и его заливов: Кандалакшского, Онежского, Двинского. В результате выполнено более 100 анализов по окисляемости и 80— по органическому углероду.

Окисляемость перманганатная в нейтральной среде определялась по методу Скопинцева (4). Органический углерод определялся азотно-кислым методом (1), который позволяет учитывать его общее количество, т. е. углерод истинно-растворенного органического вещества,

¹ В соотношении $\frac{\text{О}_2 \text{ окисляемости}}{\text{С органический}}$ для морских вод у Б. А. Скопинцева взята окисляемость в щелочной среде или нейтральная, пересчитанная в щелочную. При пересчете Б. А. Скопинцев принимал нейтральную окисляемость, равной 40—60% от щелочной.

коллоидно-растворенного и взвешенного. Окисляемость определялась в свежих пробах. Пробы на органический углерод консервировались сулемой.

Окисляемость вод Белого моря, по нашим данным, варьирует в довольно узких пределах от 1,2 до 2,8 $\text{мгO}_2/\text{л}$, составляя в среднем для всей толщи воды 1,8 $\text{мгO}_2/\text{л}$ (табл. 1).

Таблица 1

Органический углерод, перманганатная окисляемость в нейтральной среде и их соотношение в водах Белого моря

Горизонт (м)	Окисляемость ($\text{мгO}_2/\text{л}$)				Органический углерод ($\text{мгC}/\text{л}$)				O_2 окисляемости С органический			
	средняя	минимальная	максимальная	количество анализов	средняя	минимальная	максимальная	количество анализов	средняя	минимальная	максимальная	количество анализов
0,5	2,0	1,4	2,8	20	3,5	2,8	4,2	20	0,6	0,4	0,7	20
10	1,9	1,6	2,3	20	3,8	3,2	4,3	4	0,5	0,5	0,6	4
25	1,8	1,4	2,6	19	3,3	2,7	4,2	17	0,6	0,4	0,7	17
50	1,6	1,4	1,9	16	3,2	2,8	3,8	15	0,5	0,4	0,6	15
75	1,5	1,2	1,8	12	3,4*	3,0	3,8	7	0,5	0,4	0,5	7
100	1,4	1,2	1,5	7	3,1	2,6	3,4	7	0,5	0,4	0,6	7
200	1,4	1,3	1,4	2	2,6	2,3	2,8	2	0,6	0,5	0,6	2
300	1,4	1,3	1,5	2	2,8	2,7	2,8	2	0,6	0,5	0,6	2

Как по акватории моря, так и глубинам окисляемость подвержена небольшим колебаниям. Она несколько возрастает по мере приближения к берегам и уменьшается с глубиной. Однако уменьшение окисляемости с глубиной столь незначительно, что разница между поверхностным и придонным слоем в среднем составляет 0,4 $\text{мгO}_2/\text{л}$ и не превышает 0,9 $\text{мгO}_2/\text{л}$ даже при больших глубинах (до 300 м). Осредненные данные по окисляемости отдельных горизонтов приведены в табл. 1. Окисляемость в устьях рек Северной Двины, Онеги, Выга и Кемь, дающих 61,9% всего берегового стока (2), составляет 4,3—12,5 $\text{мгO}_2/\text{л}$ (табл. 2).

Распределение органического углерода в водах Белого моря идентично распределению окисляемости, т. е. возрастает к берегам и уменьшается с глубиной. На ряде станций в придонном слое наблюдается несколько повышенное, по сравнению с вышележащим горизонтом, содержание органического углерода и окисляемости. Содержание органического углерода также подвержено незначительным колебаниям в пределах 2,3—4,3 $\text{мгC}/\text{л}$ и составляет в среднем для всей толщи воды 3,3 $\text{мгC}/\text{л}$. Разность в содержании органического углерода в поверхностном и придонном горизонтах не превышает 0,8 $\text{мгC}/\text{л}$, а в среднем равняется 0,3 $\text{мгC}/\text{л}$. Осредненные данные содержания органического углерода по горизонтам помещены в табл. 1. В устьях рек Северной

Среднее значение органического углерода на 75-метровом горизонте несколько повышено; так как 6 проб из 7 являются придонными (пробы на С_{орг.} с горизонта 75 м не отбирались, если он не являлся придонным).

Таблица 2

Органический углерод, перманганатная окисляемость в нейтральной среде и их соотношение в реках, впадающих в Белое море

Название реки	Горизонт (м)	Окисляемость ($\text{мгO}_2/\text{л}$)	С органический ($\text{мгC}/\text{л}$)	O_2 окисляемости С органический
Северная Двина (предустьевое пространство)	0,5	10,6	13,0	0,8
Северная Двина (устье)	0,5	12,5	17,4	0,7
Северная Двина (устье)	6,0	12,5	17,3	0,7
Онега (устье)	0,5	11,6	17,9	0,6
Выг (устье)	0,5	5,1	8,9	0,6
Кемь (устье)	0,5	4,3	8,3	0,5
Средние данные		9,4	13,8	0,65

Двины, Онеги, Выга и Кемь органический углерод содержится в количестве 8,3—17,9 $\text{мгC}/\text{л}$ (табл. 2).

В результате проведенной работы мы получили возможность вычислить отношение кислорода окисляемости к органическому углероду для вод Белого моря.

Как видно из табл. 1, это соотношение является устойчивым и довольно однородным как для различных участков Белого моря, так и для разных глубин и составляет в среднем 0,5, изменяясь в пределах 0,4—0,7.

Таким образом, по результатам анализов, помещенным в табл. 1, видно, что в водах Белого моря уменьшение окисляемости с глубиной происходит почти пропорционально уменьшению органического углерода, так как их соотношение остается практически постоянным. Следовательно, и величина окисляемости воды Белого моря изменяется пропорционально изменению в ней содержания органического вещества.

Для рек: Северной Двины, Онеги, Выга и Кемь отношение окисляемости органический несколько выше, чем для моря, и составляет в среднем 0,65.

ВЫВОДЫ

1. Содержание органического углерода в различных частях Белого моря и на различных глубинах довольно однородно, оно изменяется в узких пределах 2,3—4,3 $\text{мгC}/\text{л}$, составляя в среднем для всей толщи вод 3,3 $\text{мгC}/\text{л}$.

2. Установлена устойчивость отношения $\frac{\text{O}_2 \text{ окисляемости}}{\text{С органический}}$ для различных частей и глубин Белого моря, составляющая в среднем для всей толщи воды величину 0,5.

3. В водах Белого моря указанным коэффициентом можно пользоваться для пересчета перманганатной окисляемости в нейтральной среде на органический углерод.

ЛИТЕРАТУРА

1. Дацко В. Г., Дацко В. Е. Метод для определения органического углерода в природных водах. ДАН СССР, Изд. АН СССР, М., 1950.
2. Машканцева К. Д. Гидрографическая характеристика бассейна Белого моря и сток с него пресных вод. (Рукоп.) Карельский филиал АН СССР, Петрозаводск, 1954.
3. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в морских водах. Тр. ГОИН, вып. 10(22), Гидрометеониздат, М.—Л., 1948.
4. Скопинцев Б. А. Перманганатный метод определения органического вещества в морской воде. Тр. ГОИН, вып. 10(22), Гидрометеониздат, М.—Л., 1948.
5. Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах. Тр. ГОИН, вып. 17(29), Гидрометеониздат, М.—Л., 1950.

Ф. И. БЫДИН

АТМОСФЕРНЫЕ ОСАДКИ, СТОК И ИСПАРИЕНИЕ
НА КОЛЬСКОМ П-ОВЕ

В настоящее время имеется значительное количество надежных сведений о стоке воды рек Кольского п-ова. Нельзя этого сказать об атмосферных осадках и испарении воды. Между тем суждение о них, хотя бы и приближенное, надо иметь.

Существует мнение, что вследствие весьма неустойчивой погоды, сильных переменных ветров и сложного рельефа, особенно в горных районах, атмосферные осадки, фиксируемые прежними дождемерами, обычно преуменьшены. По новому осадкомеру Третьякова еще не накоплено достаточных данных для определения надежных многолетних характеристик. Поэтому до сих пор откладывается обобщение имеющихся сведений и у исследователей нет необходимых данных об атмосферных осадках как по отдельным водосборам, так и по Кольскому п-ову в целом.

Мы решили осветить указанный вопрос самостоятельными поисками, несколько отличными от уже известных, пользуясь соотношениями для Ленинградской области и Карельской АССР, которые разработаны автором раньше.

Для указанных районов выявлены следующие соотношения:

$$M = 0,0270 X - 7,0 \text{ (Ленинградская обл.)}$$

$$M = 0,0283 X - 4,7 \text{ (Карельская АССР)}$$

[1]
[2]

где M — среднегодовой модуль стока воды (л/сек·км²)
 X — годовые (XI—X) атмосферные осадки (мм).

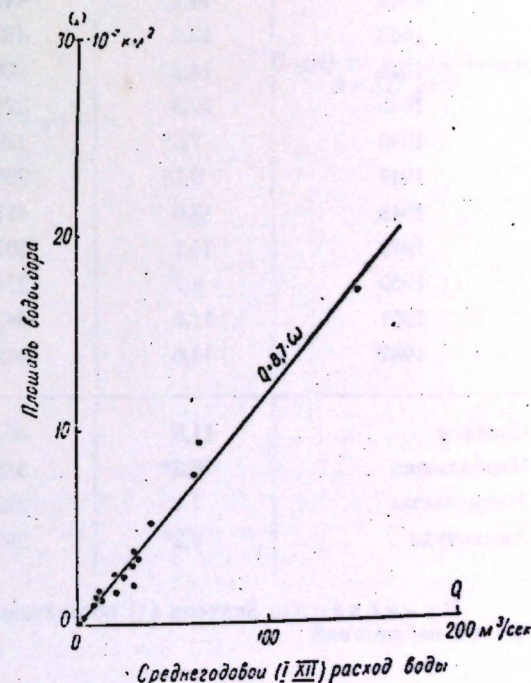


Рис. Сток воды в 1950 г. в связи с площадью водосбора

Таблица

Годовые осадки, сток и испарение на территории
Кольского п-ова

Годы	Сток воды		Осадки X (мм)	Испарение Z (мм)
	Модуль (M) (л/сек.км ²)	Y (мм)		
1932	16,3*	515*	627*	112*
1933	10,9*	344*	447*	103*
1934	12,4*	391*	497*	106*
1935	12,9*	406*	513*	107*
1936	10,1	319	420	101
1937	7,1	223	320	97
1938	11,4	359	463	104
1939	8,7	275	373	98
1940	12,2	385	480	95
1941	7,3*	230*	327*	97*
1942	14,2	449	557	108
1943	13,7	433	540	107
1944	14,5	458	567	109
1945	10,3	324	427	103
1946	7,6*	239*	337*	98*
1947	9,15	288	388	100
1948	13,0	411	517	106
1949	16,1	507	620	113
1950	8,7	274	373	99
1951	11,0	347	450	103
1952	14,0	442	550	108
Среднее	11,5	361	466	105
Наибольшее	16,3*	515*	627*	112*
Наименьшее	7,1	223	320	95
Амплитуда	9,2*	292*	307*	17*

Примечание. Значком (*) обозначены расчеты по очень малому количеству данных наблюдений.

Следуя этим соотношениям и учитывая климатические особенности, для Кольского п-ова в качестве первого приближения можно принять следующую ориентировочную формулу:

$$M = 0,0300 X - 2,5 \quad [3].$$

Затем построим специальные соотношения для всех лет наблюдений между среднегодовым (I—XII) расходом воды и площадью водосбора (ω). Одно из таких соотношений для 1950 г. показано на рисунке. Среднегодовой расход воды Q м³/сек составляет

$$Q = 8,7 \omega \quad [4]$$

при ω — в тысячах км².

Последнее соотношение удобно и тем, что коэффициент 8,7 в нем является одновременно модулем (M) среднегодового стока воды (л/сек.км²).

Обработав таким образом все имевшиеся в нашем распоряжении данные по стоку воды на Кольском п-ове, получаем среднегодовые модули стока за каждый год, а значит, и сток воды за год (мм).

Так как атмосферные осадки по формуле [3] составляют

$$X = \frac{M + 2,5}{0,030} \quad [5],$$

то нетрудно вычислить их величины для каждого года, а по ним и величины испарения воды (зная сток воды).

В итоге получены приведенные в таблице характеристики (за 21 год).

Эти цифры относятся не к отдельным местам и водосборам, а к полуострову в целом. Следовательно, в отдельных местах и водосборах могут быть иные, в том числе сильно отличающиеся величины. Недостаточно учтена в этом расчете и трансформация осадков в сток, особенно для рек, сильно зарегулированных озерами. Все это — дело будущего, в том числе получение надежных величин атмосферных осадков и испарения путем непосредственных бесспорных по качеству наблюдений.

Отдел гидрологии и гидроэнергетики
Кольского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
13/XII 1958

Е. Ф. ВИННИЧЕНКО

К ВОПРОСУ О ПРИЧИНАХ ПЛОХОЙ ПЕРЕЗИМОВКИ КЛЕВЕРОВ В УСЛОВИЯХ КАРЕЛИИ

Одной из причин, тормозящих создание прочной кормовой базы в Карелии, является недостаток семян кормовых трав, в частности, красного клевера. Семена местных клеверов, дававших высокие урожаи сена и семян в довоенные годы, потеряны. Семена, ежегодно завозимые из других республик и областей, не приспособлены к местным почвенно-климатическим условиям и не дают устойчивых урожаев. Поэтому разработка приемов культуры красного клевера, его семеноводства, приобретает особую актуальность.

Красный клевер, как и многие многолетние кормовые травы, зимует в состоянии розетки, образованной молодыми осенними побегами, недоразвитыми, но хорошо олиственными.

Еще в 1886 г. Костычев (1) указывал на способность центрального побега клевера задерживаться в развитии на фазе розетки, причем не только в первый год жизни, но и во все последующие годы. В пазухах листьев того же недоразвитого, укороченного центрального побега закладываются почки, образующие в тот же или следующий год цветущие и плодоносящие боковые побеги. Но, как показал позже Лысенко (4), ежегодное образование новых побегов у многолетних травянистых растений есть не что иное, как процесс стадийного обновления. Миняев (6) обращает внимание на то, что укороченный центральный побег красного клевера, который иногда в течение ряда лет находится в стадийно-молодом состоянии, является особым приспособлением для стадий следующего обновления организма клевера. Исследования ряда ученых (2, 3, 9, 6) показали, что у культурных клеверов различного происхождения эта особенность выражена в разной степени. Характер развития центрального побега является одним из главных показателей, определяющих такие хозяйственные качества того или иного клевера, как зимостойкость и связанная с ней долговечность. Лисицын (3) подчеркивает, что зимостойкость и долговечность клевера в конечном счете зависят от формирования осенней розетки.

В результате многолетней работы с клеверами Миняев (7) выяснил, что все культурные клевера как одноукосные, так и двукосные образуют побеги, развивающиеся по типу озимого цикла, т. е. в год посева образуют розетку и перезимовывают в таком состоянии, заканчивая цикл своего развития на следующий год. Между тем, среди культурных (8), а также дикорастущих в культуре (6, 10) клеверов встречаются формы типично яровые, заканчивающие свой цикл развития

в год посева. У яровых форм клевера главный побег стрелкуется уже в первый год. Экспериментальные работы показали, что это явление колеблется у многих клеверов в определенных условиях жизни организма.

Сравнительное изучение местных дикорастущих, одичалых и культурных популяций клеверов в Карелии показало, что все популяции клевера красного, розового, среднего и белого в определенных условиях среды имеют высокий процент яровых форм. У красного клевера наличие яровых форм в составе разных популяций колебалось от 47 до 87%. Популяции розового клевера имели еще более высокий процент яровых форм в питомнике Косалма. В 1951 г., с 5 по 9 июня,



Рис. 1. Клевер средний № 14 (посев 23/V 1951 г.
20/VIII 1951 г.)

на суглинистой подзолисто-оглеенной, сильно увлажненной, довольно кислой (рН—4,5), но хорошо заправленной почве (Лососинка) был произведен беспокровный посев клевера красного (*Trifolium pratense* L.)—40 популяций, клевера розового (*Trifolium hybridum* L.)—24, клевера среднего (*Trifolium medium* L.)—2 и клевера белого (*Trifolium repens* L.)—14. Через 16—17 дней все популяции красного клевера дали всходы, которые в фазе кушения (розетки) ушли в зиму, не дав ни одной яровой формы. Из 24 популяций розового клевера 19 ушли в зиму в фазе кушения, 3 популяции—в фазе стеблевания и 2 имели по одному цветущему побегу (яровые формы). Популяции среднего клевера яровых форм в год посева не имели. У популяций белого клевера одна медвежьегорская с окультуренного торфяника имела единственный цветущий побег, остальные популяции имели озимый цикл развития.

Из вышеназванных клеверов 12 популяций красного, 8—розового, 6—белого и 2—среднего клевера 23 мая того же года были

высеяны в питомнике Косалма, почва которого, хотя и хорошо окультурена, но супесчаная, сухая, с глубоким горизонтом грунтовых вод. Кроме того, и осадков в период вегетации было меньше, чем на первом участке.

Красные клевера в питомнике Косалма высевались на 12 дней раньше. Их всходы появились на 10—15 дней раньше по сравнению с клеверами у Лососинки. Через 15 дней первые всходы дали 6 популяций из 12. У остальных популяций они появились через 17—20 дней после посева. Вначале (июнь-июль) проростки красного клевера



Рис. 2. Клевер красный № 6 (посев 23/V 1951 г.)
15/IX 1951 г.

развивались медленно и большинство популяций на 51-й день имели 4—5 настоящих листьев.

Если в середине июля высота клеверов не превышала 10—15 см, то в августе многие их особи достигли уже 25—65 см и образовали бутоны и цветы, а в сентябре дали зрелые семена (табл. 1).

Яровые формы закончили цикл своего развития в год посева. Озимые образовали очень мощную розетку листьев и так ушли под зиму. Семена розового клевера, высеянные в сухую почву в питомнике Косалма дали недружные всходы, прорастание их было сильно растянуто во времени, как у красного клевера в тех же условиях.

Массовые всходы у большинства популяций отмечены через 40, у двух — через 46 и только у медвежьегорской (самой северной

Таблица 1

Фенология популяций красного клевера в год посева
в питомнике Косалма (посев 23/V 1951 г.)

Происхождение исходных форм	Стеблевание		Первые бутоны	Цветение		Плодоношение	
	первое	массо- вое		первое	массо- вое	молод- ная спе- лость	воско- вая спе- лость
Медвежьегорский № 2; осу- шенный торфяник	23/VI	11/VII	12/VIII	18/VIII	28/VIII	4/IX	
Заонежский № 6; бобово- злаковый луг в пойме реки Падьмы	25/VI	20/VII	4/VIII	12/VIII	7/IX	1/IX	13/IX
Заонежский № 7; вдоль дороги, на шунгитах . .	20/VI	10/VII	13/VIII	17/VIII	—	4/IX	
Заонежский № 8; старая залежь на шунгитовой почве	20/VI	21/VII	11/VIII	18/VIII	8/IX	4/IX	
Беломорский № 13; щучник с большим участием бо- бовых, почва заиленный плотный песок	24/VI	9/VII	10/VIII	16/VIII	6/IX	1/IX	
Олонецкий № 3; залежь — почва супесчаная	24/VI	10/VII	4/VIII	9/VIII	—	4/IX	16/IX
Олонецкий № 10; полевое пастбище, почва супесча- ная	25/VI	10/VII	2/VIII	15/VIII	27/VIII	4/IX	
Куркиёкский № 4; семено- водческий колхоз "9-е января"	19/VI	10/VII	10/VIII	17/VIII	29/VIII	2/IX	16/IX
Куркиёкский № 11; старый посев	24/VI	9/VII	10/VIII	22/VIII	1/IX	4/IX	14/IX
Сортавальский № 12; ста- рый посев	19/VI	12/VII	18/VIII	28/VIII	—	10/IX	
Сортавальский № 5; старый посев тимфеёвки	19/VI	12/VII	2/VIII	10/VIII	18/VIII	4/IX	13/IX
Медвежьегорский № 1; бе- лополевцевый луг, поч- ва песчаная	2/VII	18/VII	4/VIII	12/VIII	8/IX	11/IX	

популяции) появились через 28 дней после посева. Массовое кущение началось в первой декаде июля; у медвежьегорской отмечено в конце июля. Массовое цветение в год посева наступило в конце августа, а в первой декаде сентября отмечено созревание семян. Все популяции розового клевера имели высокий процент яровых форм. Популяции белого клевера в условиях Косалмы резко отличались между собой ритмом развития, но все цвели и плодоносили.

В опыте было использовано 2 популяции клевера среднего, семена которых были собраны на о-ве Валаам и в Питкярантском районе. У популяции № 15 (о-в Валаам) всходы появились на 7, кущение — 5, первые бутоны — 7, первые цветы и семена — 6 дней раньше, чем у популяции № 14, исходное местообитание которой менее резко отличалось от условий в питомнике Косалма. У популяции № 15 процент яровых форм был более высоким и равнялся 40, в то время как у популяции питкярантской яровых форм было всего 16,6%.

Таким образом, наши данные показывают, что в условиях Карелии культурные, дикорастущие красные, розовые, средние и белые клевера, в зависимости от сроков посева, легко переходят от озимого цикла развития к яровому. Эта закономерность говорит о высокой пластичности растений, которая выработалась в условиях карельского климата, характеризующегося резкими сменами положительных и отрицательных температур, особенно в зимние и весенние периоды.

Остановимся подробнее на популяциях красного клевера как наиболее важной культуры, имеющей определенное хозяйственное значение.



Рис. 3. Клевер розовый № 18 (посев 23/V 1951 г.)
20/VIII 1951 г.

Как показывает табл. 2, озимые и яровые формы имели разное число междоузлий, побегов, ветвей и завязавшихся семян в кусте. Равным количеством междоузлий обладали яровые и озимые формы у 4-х из 12 популяций: медвежьегорской № 1, олонецкой № 3, куркиёвской № 4 и куркиёвской № 11.

Число побегов в кусте преобладало у яровых форм 7 популяций, остальные имели озимые формы с большим количеством побегов.

По обилию завязавшихся семян у дикорастущих популяций на первом месте были озимые формы, у стародавних — яровые. Если сравнить яровые формы стародавних популяций между собой, то самый высокий урожай семян давали яровые формы куркиёвского клевера № 4, который возделывался на семенных участках в 1950 г.

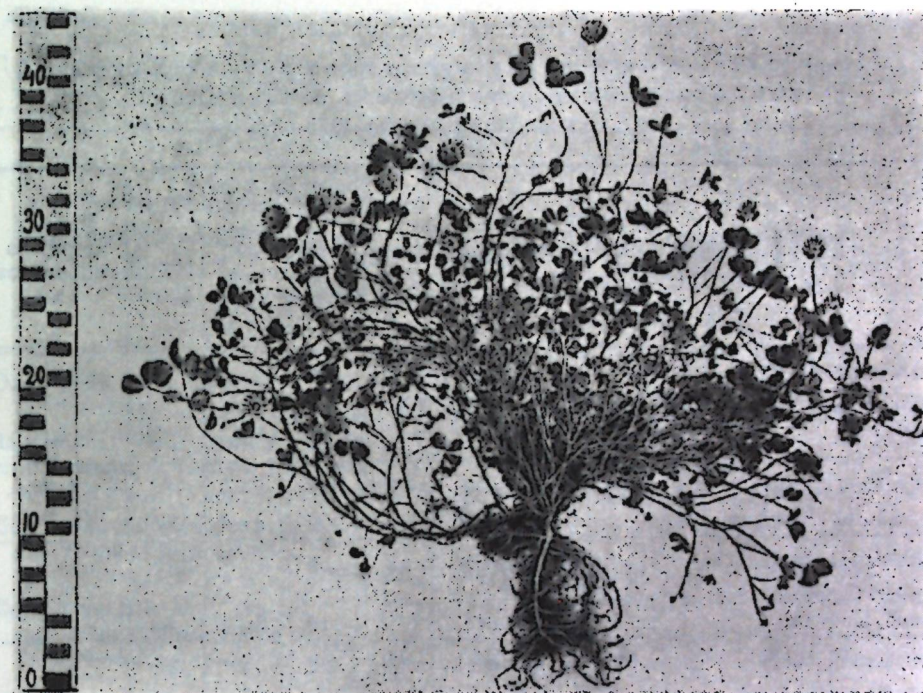


Рис. 4. Клевер белый № 216 (посев 23/V 1951 г.)
20/IX 1951 г.

Вышеизложенный анализ говорит о сложном составе местных популяций красного клевера, что является одной из характерных форм проявления закона биологической разнокачественности в пределах вида, у культурных клеверов — в пределах сорта (7).

Большое разнообразие биологических свойств отдельных особей гарантирует лучшее сохранение популяций (сорта в целом) в отдельные годы, неблагоприятные для клевера.

Наличие яровых форм в той или иной популяции имеет большое практическое значение; как показывают наши данные (табл. 3), самый большой процент отпада в первую и вторую перезимовку дали яровые формы.

Куркиёвский местный сорт, возделываемый в семхозе, после второй перезимовки (1953 г.) дал 33% отпада из числа 67% яровых форм; от общего числа особей это составляло 22%. На третий год жизни на делянке осталось 57, а на четвертый 30,6% от общего числа растений первого года жизни. У местного сортавального сорта № 12 (заброшенное клеверное поле) при наличии 57% яровых форм в первую перезимовку отпада не наблюдалось, после второй (1953 г.) погибло 57% от общего числа растений, а на четвертый год осталось всего 33,8% от перезимовавшего количества особей. Медвежьегорская популяция № 2 (семена собраны на окультуренном торфянике) при наличии 71% яровых форм дала за их счет в первую перезимовку 34,2% отпада. Отпад от общего числа особей составил 25%. В 1953 г. после второй перезимовки сохранилось 43%, после третьей — 21,4% от первоначального числа особей. Из 63% яровых форм популяции № 6 (семена собраны в пойме р. Падьмы, Заонежский район) в первую зиму погибло 11%, или 6% от общего числа растений. После второй перезимовки яровых форм осталось 57,8%. После третьей зимовки (четвертый год жизни) про-

Таблица 2

Морфологическая характеристика куста у разных популяций клевера красного в питомнике Косалма, 1952 г. (посев 1951 г.)

Происхождение исходных популяций	Формы	Число на 1 куст				Яровые формы в год посева (%)
		междуузлий	побегов	ветвей на побеге	семян (шт.)	
Медвежьегорский № 1; белополевцевый луг; почва песчаная	озимые	7	76	2—3	нет данных	
	яровые	7	16	3—3	42	50
Медвежьегорский № 2; осушенный торфяник	озимые	7—8	18	2—3	180	71
	яровые	6—7	20	3—4	95	
Заонежский № 6; злаково-бобовый луг в пойме реки Падьмы	озимые	7	56	1—3	206	63
	яровые	6—7	19	3—4	80	
Заонежский № 7; бобово-злаковый луг вдоль дороги с тонким слоем почвы на шунгитах	озимые	7	12	2	65	47
	яровые	6—7	33	1—2	45	
Заонежский № 8; бобово-злаковый луг (залежь), почва темная на шунгитах	озимые	6—7	58	2—3	53	45
	яровые	8—9	24	1—2	нет	
Беломорский № 3; шучник с большим участием бобовых, почва—затененный плотный песок	озимые	7—8	41	3—4	220	82
	яровые	8—9	49	3—4	150	
Олонецкий № 3; бобово-злаковый луг (залежь) почва супесчаная	озимые	7	56	1—2	380	53
	яровые	8	41	1—2	нет	
Олонецкий № 9; полевое пастбище, почва супесчаная (д. Видлица)	озимые	8—9	38	2—3	200	65
	яровые	8—9	159	3—4	200	
Куркиёвский № 4; семеноводческий колхоз „9-е января“	озимые	8	18	4	480	67
	яровые	9	24	4	900	
Куркиёвский № 11; стародавний посев, почва—суглинок	озимые	8—9	51	1—2	120	76
	яровые	8—9	44	1—2	300	
Сортавальский № 12; стародавний посев	озимые	9—10	16	5—6	380	57
	яровые	8—9	38	4—5	550	
Сортавальский № 5; стародавний посев тимфефевки	озимые	5—6	22	2—3	130	87
	яровые	5	32	3—4	70	

Таблица 3

Процент сохранившихся озимых и яровых форм в популяциях (посев 23/V 1951, питомник Косалма)

Местопроизрастание исходных популяций клевера	Яровые				Озимые				% от общего числа раст. в поп. 1954 г. 4—год
	в год посе- ва 1951	1952	1953	1954	в год посе- ва 1951	1952	1953	1954	
Олонецкий № 3; залежь (д. Куйтежа)	100	76,4	70,5	53,8	100	100	88,3	55,0	53,8
Заонежский № 6; пойма р. Падьмы, бобово-зла- ковый луг	100	89,4	57,8	56,0	100	100	100	45,0	53,3
Сортавальский № 12; ста- рый заброшенный посев трав	100	96,1	30,7	30,0	100	100	36,8	36,8	33,8
Сортавальский № 5; ста- рый заброшенный посев тимофеевки	100	100,2	34,2	23,0	100	100	100	100	32,5
Куркиёвский № 4; старо- давний, возделываемый для семенных целей . .	100	100	66,6	24,0	100	100	100	44,0	30,6
Медвежьегорский № 2; старый посев трав на осушенном торфянике .	100	65,8	39,0	14,6	100	93,3	93,3	40,0	21,4
Заонежский № 8, старая залежь на шунгитовых почвах	100	52,5	23,8	23,8	100	72,0	20,0	20,0	21,7
Заонежский № 7, вдоль дороги на шунгитах с тонким слоем почвы . .	100	46,1	26,6	7,0	100	72,2	47,1	18,0	12,5

цент сохранившихся особей равнялся 53,3. Таких данных можно привести много по всем изучаемым популяциям. Из этого перечня видно, что местные стародавние, находящиеся в культуре, заброшенные стародавние и дикорастущие красные клевера при ранне-весеннем беспокровном посеве в условиях Карелии имеют высокий процент цветущих особей. По урожаю зеленой массы и семян яровые формы не уступают озимым (растениям, которые в год посева не дали цветов), но, как правило, дают больший процент отпада. Если сравнить клевера по степени устойчивости, то при прочих равных условиях самым высоким процентом отпада отличались стародавние одичавшие и культурные клевера, происходившие из более богатых местобитаний; меньше страдали дикорастущие популяции, которые лучше приспособлены к климатическим невзгодам.

ВЫВОДЫ

1. Изучаемые местные дикорастущие и культурные клевера обладают большой пластичностью, они резко реагируют на условия среды. Семена клевера красного, розового, среднего и белого, высейные 23 мая 1951 г. (на сухих легких почвах), дали высокий процент яровых форм. Те же

образцы клеверов, высейные 5 июня (на 12 дней позже) на влажных суглинках, не дали яровых форм в год посева.

2. Наличие яровых и озимых форм у культурных и дикорастущих клеверов указывает на неоднородность в составе популяций. Она проявляется в условиях Карелии в результате раннего весеннего посева. Систематические посевы клеверов весной приводят к отбору яровых форм, которые снижают зимостойкость клевера.

3. Все популяции в своем составе имели высокий процент яровых форм, за счет которых в основном и происходило отмирание травостоя в первую и вторую перезимовки.

Наиболее высокий отпад давали стародавние и культурные популяции. Наименьший отпад, даже при самом высоком проценте наличия яровых форм в составе популяции, был у дикорастущих, как наиболее приспособленных к условиям перезимовки.

4. Для увеличения зимостойкости и долголетия клеверов в Карелии необходимо высевать их не ранней весной, когда низкие температуры способствуют яровизации семян, а практиковать летние или подзимние посевы, которые приведут к отбору озимых форм, более зимостойких и долголетних.

Институт биологии
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
18/XI 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Костычев П. А. Возделывание важнейших кормовых трав и сохранение их урожая (силосование и приготовление сена). Изд. А. Ф. Девриена, СПб, 1886.
2. Лисицын П. И. Русский культурный клевер. Тр. по прикладной ботанике, селекции, генетике, т. XV, № 4, Л., 1925.
3. Лисицын П. И. Вопросы биологии красного клевера. Сельхозгиз, 1947.
4. Лысенко Т. Д. Теоретические основы яровизации. Сельхозгиз, М., 1936.
5. Лысенко Т. Д. Новое в науке о биологическом виде. Агробиология, № 6, 1950.
6. Миняев Н. А. Основные вопросы биологии красного клевера в связи с разработкой методов его селекции и семеноводства. Отчетный сб. ВИРа, 1945.
7. Миняев Н. А. Местные культурные клевера Ленинградской области и пути их использования для создания устойчивого высокопродуктивного семеноводства. Вопросы семеноводства красного клевера. ЛГУ, 1954.
8. Мартыненко. Изучение озимости и яровости у клевера. Селекция и семеноводство, № 3, 1937.
9. Травин Н. С., Шербачева В. Д. Красный клевер. Сельхозгиз, М., 1941.
10. Щенкова М. С. Печорский клевер. Коми Госиздат, 1950.
11. Щенкова М. С. К биологии лугового клевера в условиях Севера. ДАН СССР, т. V, № 9, 1947.

Л. Р. ПЕТРОВА

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КОЛОСА ЯРОВОЙ ПШЕНИЦЫ ПРИ ОХЛАЖДЕНИИ КОРНЕВОЙ СИСТЕМЫ

Вопрос о влиянии температурных условий почвы на развитие генеративных органов растений изучен очень слабо.

Григорьева (2) в одной из своих работ наблюдала за темпами развития зачаточного колоса ячменя в зависимости от температуры почвы. Растения выращивались ею в вегетационных сосудах при температуре почвы $+2$, $+3,5^{\circ}\text{C}$ и $+15$, $+25^{\circ}\text{C}$. В результате своих исследований автор пришла к выводу, что на холодной почве в период формирования колосков их количество в колосе снижается, а в период дифференциации колосков на цветки уменьшается число нормально развившихся цветков в колоске, обуславливая этим появление череззерницы.

Вопросу формирования колоса у яровой пшеницы посвящены работы Вонпет (6), Сапегина (5), Еременко (3), Алекперова (1) и др. В своих исследованиях они концентрировали внимание главным образом на установлении фаз дифференциации конуса нарастания, а также на морфологическом описании хода этого процесса, не изучая влияния условий внешней среды на формирование колоса.

Совершенно отсутствуют работы, которые показывали бы ход развития органов плодоношения пшеницы при выращивании ее на почве с пониженной температурой.

Учитывая, что одним из решающих моментов в создании урожая является учет состояния генеративных органов, мы поставили задачу дать сравнительно-морфологическую характеристику формирования органов плодоношения пшеницы на почвах с различным температурным режимом от их заложения на конусе нарастания до полного формирования зерновки. В этих исследованиях мы стремились проследить ход формирования зачаточного колоса и органов плодоношения по срокам и фазам развития и, по возможности, выяснить, на какой фазе особенно отрицательно сказывается действие низкой температуры почвы. Как у пшеницы, так и других зерновых культур урожай складывается из числа получаемых зерновок и их веса. Поэтому необходимо было также выяснить, как и в какой период пониженная температура почвы отражается на численном образовании зерновок.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Для осуществления поставленной задачи нами был проведен вегетационный опыт в почвенной культуре с охлаждением и без охлаждения корневой системы. Опыт проводился с 20 мая по 1 сентября 1957 г. на агробиологическом участке Института биологии

Карельского филиала АН СССР. Для охлаждения почвы в сосудах использована термоvegetационная установка, сконструированная А. И. Коровиным. Опыты проводились с яровой пшеницей *Triticum vulgare*, сорт Диамант в двух повторностях. Параллельно с вегетационным опытом проведены наблюдения за формированием колоса пшеницы на опытных делянках в полевых условиях. При этом пшеница высевалась в разные сроки, благодаря чему в течение одного вегетационного периода растения испытывали воздействие самых различных температур почвы.

Через день с момента образования второго листа производились исследования конуса нарастания, а впоследствии изучался процесс дифференциации зачаточного колоса, колосков, цветков и отдельных органов цветка. Для анализа был взят колос главного стебля, а в нем — средний колосок (8-й снизу). В колоске изучался второй цветок, как наиболее развитый. Материал просматривался с помощью биноклярной лупы при увеличении 2×8 . Исследования сопровождались соответствующими морфологическими зарисовками. Каждый раз просматривалось по 5 растений. При окончательном анализе урожая в каждом варианте вегетационного опыта учитывалось 25 растений, а полевого — 50.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Фенологические наблюдения показали, что развитие растений при температуре почвы 8—10°C во всех фазах шло значительно медленнее, чем при 15—20°C (табл. 1).

Таблица 1

Влияние температуры почвы на наступление фаз развития яровой пшеницы (вегетационный опыт)

Температура почвы (°C)	Сроки посева	Всходы	Фаза 3-го листа	Кущение	Выход в трубку	Колошение	Цветение	Созревание — молодая спел.	Созревание — полная спел.
15—20	23/V	3/VI	12/VI	—	20/VI	14/VII	18/VII	26/VII	15/VIII
8—10	23/V	9/VI	20/VI	—	8/VII	21/VII	24/VII	4/VIII	29/VIII

Из табл. 1 видно, что при температуре почвы 8—10° особенно поздно наступили фаза выхода в трубку и полное созревание. Фаза кущения в обоих вариантах опыта отсутствовала. В целом вегетационный период пшеницы, выращенной при этой температуре почвы, затянулся на 14 дней.

В опытах с охлажденной почвой рост растений был заметно угнетен с самого появления всходов. Разница в размере стебля в среднем составила 13 см.

При пониженной температуре почвы дифференциация конуса нарастания пшеницы, так же как и рост вегетативных органов, проходила очень медленно. Так, в почве с температурой 15—20° дифференциация конуса нарастания на колоски началась на 16-й, а на холодной почве — 24-й день после посева, т. е. на 8 дней позже (табл. 2).

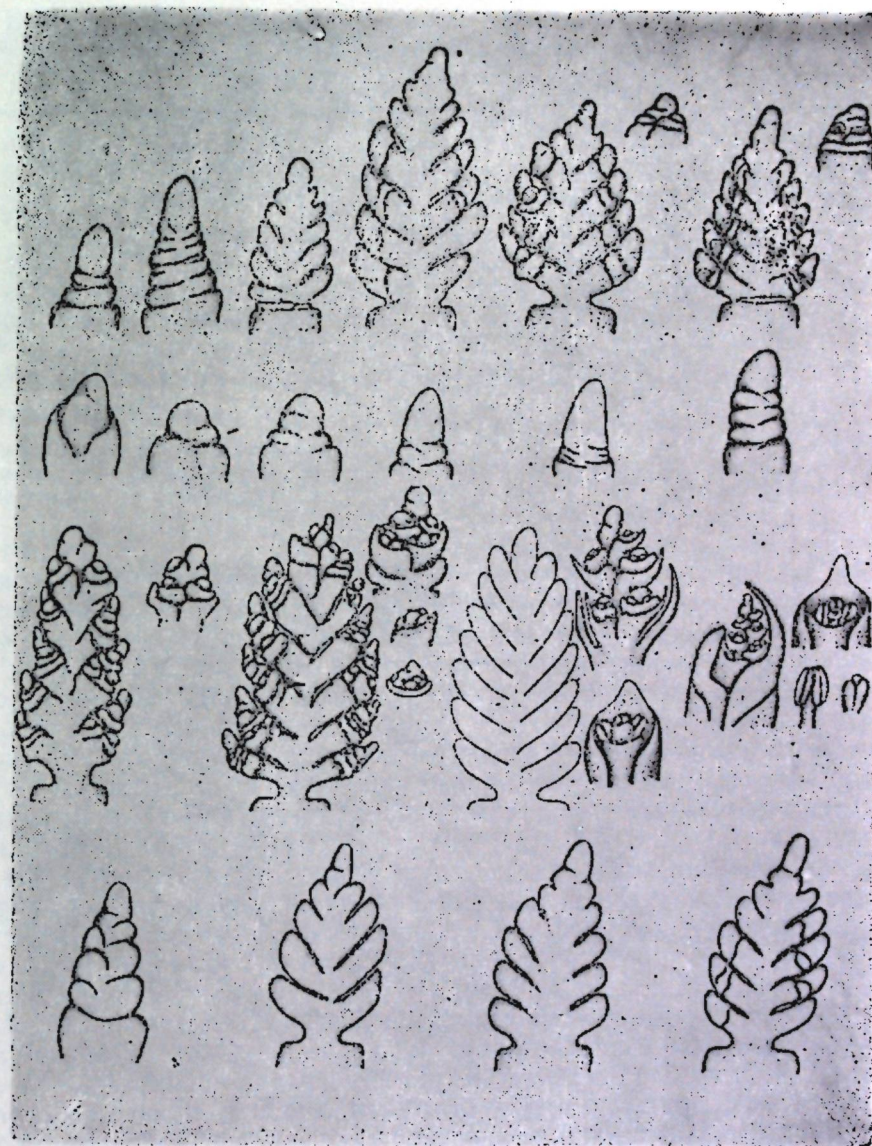


Рис. 1. Формирование колоса яровой пшеницы при различной температуре почвы. С 12/VI по 21/VII при 15—20°C (1 и 3 ряды) и с 12/VI по 31/VII при 8—10°C (2 и 4 ряды)

На теплой почве дифференциация конуса нарастания шла быстро и уже 18/VI, через 26 дней после посева, началась дифференциация колосков на цветки. На холодной почве в это время наблюдалось лишь вытягивание конуса нарастания и появление первых колосковых валиков (рис. 1).

У растений, выращенных на холодной почве, дифференциация колосков на цветки наблюдалась 30/VI, через 38 дней после посева, т. е. на 12 дней позже, чем у растений, выращенных на теплой почве. К этому времени у растений, выращенных на теплой почве, насчитывалось 14 колосков в колосе. Средние колоски колоса были уже окончательно сформированы. Колосок имел по две колосковые чешуи и по 6—7 цветков. В двух нижних цветках колоска были хорошо



Продолжение рис. 1. Подпись см. на стр. 89.

заметны главные органы цветка — пестик и тычинки. В пестике начали появляться зачатки лопастей рыльца, а у тычинок ясно выражались пыльники и короткая, но толстая тычиночная нить. Четыре верхних цветка находились на начальных стадиях дифференциации. Пестик и тычинки у этих цветков имели вид лишь меристематических бугорков (рис. 1).

Дифференциация цветков и цветочных чешуй на холодной почве сильно затянулась. Только 14/VII, т. е. на 14 дней позже, чем на теплой почве, начали выявляться отдельные части генеративных органов: у пестика — рыльце и завязь, у тычинок — тычиночная нить и пыльники. В отдельном колоске было заложено 5—6 цветков, которые, так же как и на теплой почве, развивались одновременно.

Таблица 2

Формирование колоса пшеницы при разной температуре почвы (вегетационный опыт)

Фазы формирования колоса	Продолжительность фазы			
	на теплой почве (15—20°C)		на холодной почве (8—10°C)	
	дата	дней	дата	дней
От посева до начала дифференциации конуса нарастания на колоски	23/V—8/VI	16	23/V—16/VI	24
Формирование колосков	8/VI—16/VI	8	16/VI—24/VI	8
Формирование цветков	16/VI—18/VI	2	24/VI—30/VI	6
Формирование половых клеток (от момента появления пыльцы в пыльниках до колошения)	8/VII—16/VII	8	12/VII—21/VII	9

Наибольшее развитие получили два нижних цветка, а затем третий, четвертый и последующие, т. е. развитие цветков шло акропетально. К этому периоду в колосе насчитывалось 12 колосков.

На теплой почве в это время генеративные органы были полностью сформированы. Пестик имел крупную, сильно разросшуюся завязь и два перистых сидячих рыльца. Верхняя часть завязи и рыльце были сильно опушены. У основания завязи располагались две лодички, густо покрытые волосками. Три тычинки имели длинную тычиночную нить и довольно крупные пыльники с вполне сформированной пыльцой (рис. 1, 14/VII, 16/VII).

На холодной почве генеративные органы были окончательно сформированы лишь 21/VII, когда у растений без охлаждения корневой системы уже закончилось цветение и начался период налива зерновки (рис. 1). Окончание цветения наблюдалось 31/VII, т. е. на 10 дней позже, чем на теплой почве.

Если проследить за развитием зачаточного колоса и органов плодоношения на холодной и теплой почве по фазам развития, то наблюдается следующая картина (рис. 2). В фазе второго настоящего листа конус нарастания в обоих вариантах почти одинаков. Как на теплой, так и холодной почве у его основания появляется по одному первичному колосковому валику. В фазе двух настоящих листьев он вытягивается в длину. У его основания закладывается по два колосковых валика. У охлаждавшихся растений конус нарастания вытянут значительно больше. В фазе третьего настоящего листа на холоде конус нарастания продолжал удлиняться, количество же колосковых валиков не изменилось, тогда как на теплой почве их количество увеличилось вдвое. В фазе трех настоящих листьев на конусе нарастания неохладившихся растений можно было ясно различить 12 колосковых бугорков, а у растений, подвергавшихся охлаждению, только 6. В фазе выхода в трубку закончилось формирование колосков в колосе — на тепле насчитывалось 14—15 колосков, а на холоде — 12—13. Темп развития генеративных органов цветка пшеницы в фазе трубкования, колошения и цветения на холодной и теплой почве был почти одинаков (рис. 2).

Опыты показали, что пониженная температура почвы особенно отрицательно сказывается на развитии зачаточного колоса в фазе

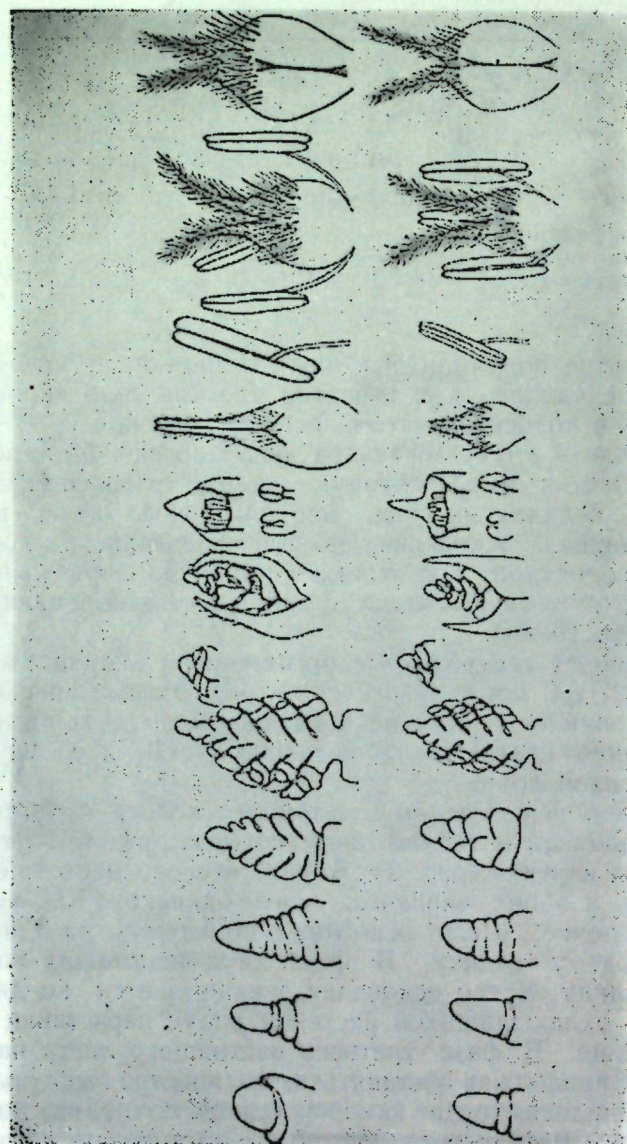


Рис. 2. Формирование колоса пшеницы при различной температуре почвы по фазам развития. С 10/VI по 20/VII при t 15—20°C (верхний ряд) и с 18/VI по 27/VII при t 8—10°C (нижний ряд).

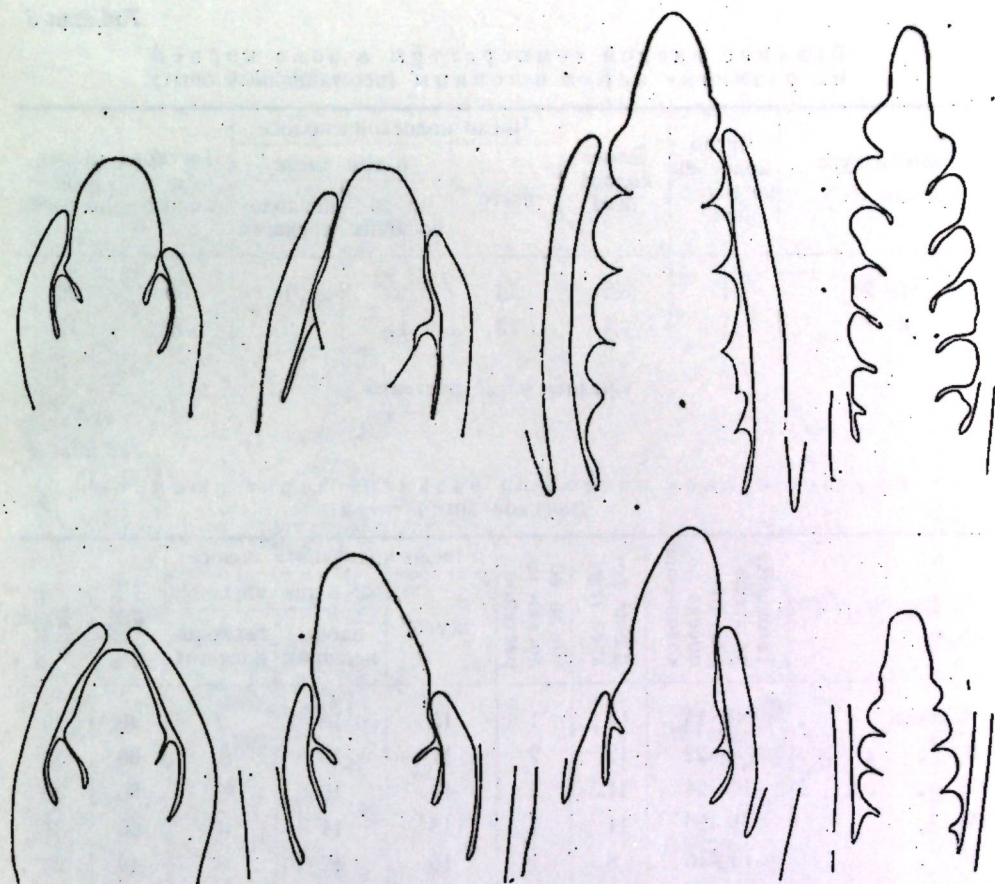


Рис. 3. Начальные стадии развития колоса пшеницы при различной температуре почвы. При t 15—20°C (верхний ряд) и t 8—10°C (нижний ряд).

трех настоящих листьев, когда идет заложение колосков, и в период дифференциации колосков на цветки, совпадающий с появлением четвертого листа (рис. 3).

Наши наблюдения за ходом формирования колоса пшеницы по фазам развития также показали, что размеры конуса нарастания (до и после дифференциации) зачаточного колоса, генеративных органов и цветочных чешуй при пониженных температурных условиях почвы были значительно меньше, чем у растений, выращиваемых при нормальной почвенной температуре, т. е. при 15—20° (рис. 2).

В опытах с охлаждением корней пшеницы прослежено влияние этого фактора на структуру урожая и образование зерна. Табл. 3 и 4 содержат данные по влиянию низкой температуры в зоне корней на развитие зерна пшеницы. Из них видно, что охлаждение корней сильно повлияло на рост и развитие: уменьшило длину колоса, число колосков в нем, число плодоносящих колосков, цветков и зерен в колосе.

Детальный анализ колоса показал, что как на теплой, так и холодной почве развитие колосков шло наиболее интенсивно в средней части колоса. Средние колоски развивались значительно быстрее, чем самые нижние, во много раз быстрее, чем верхушка колоса. Hudson (7), Алекперов (1) в результате своих исследований также пришли к заключению, что заложение и быстрый рост колосков в точке роста начи-

Таблица 3

Влияние низкой температуры в зоне корней на развитие зерна пшеницы (вегетационный опыт)

Температура почвы (°C)	Число колосьев на расте- ние	Длина колоса (см)	Число колосков в колосе			Цветков в колосе	Зерен в колосе
			всего	в том числе			
				плодо- носящих	неплодо- носящих		
15—20	1	8,2	14	13	1	50	26
8—10	1	7,4	13	11	2	39	19

Среднее из 25 растений

Таблица 4

Влияние сроков посева на развитие зерна пшеницы (полевой опыт)

Варианты	Температу- ра почвы (°C) от посева до колошения	Длина ко- лоса (см)	Число ко- лосьев на растение	Число колосков в колосе			Цветков в колосе	Зерен в колосе
				всего	в том числе			
					плодо- носящих	неплодо- носящих		
I посев	6—14	10	1	15	13	2	46	29
II	8—22	12	2	17	16	1	60	33
III	10—24	11,5	1	17	15	2	60	30
IV	11—20	11	1	18	14	4	66	31
V	13—16	8	1	15	12	3	49	23
VI	12—15	8	1	11	9	2	32	14

Среднее из 50 растений

нается из ее середины. Колоски у основания и верхушки колоса по своему развитию отстают от средних колосков.

При сравнении колосьев пшеницы, выращенной на теплой и охлажденной почве, подмечена существенная разница в развитии колосков в верхней и нижней части колоса. При почвенной температуре 15—20° в первом нижнем колоске закладывалось два цветка, у которых зерновки не формировались; во втором колоске, расположенном выше, вдоль колосового стержня, из двух-трех цветков давали зерновку один или два. При охлаждении корней в первом колоске закладывался только один цветок, а во втором — два, но ни в одном из них не образовывалась зерновка.

Аналогичная картина наблюдалась и в верхней части колоса. На теплой почве малопродуктивными были два верхних колоска, на холодной — три. Таким образом, на холодной почве происходило не только уменьшение количества колосков в колосе, но и сильное недоразвитие и бесплодность значительной части нижних и верхних колосков, что приводит к уменьшению зерен в колосе и, следовательно, снижает урожай.

Анализируя средние колоски, как наиболее развитые, можно проследить отрицательное влияние пониженной температуры почвы и на развитие цветков в колоске. На рис. 4 показаны цветки

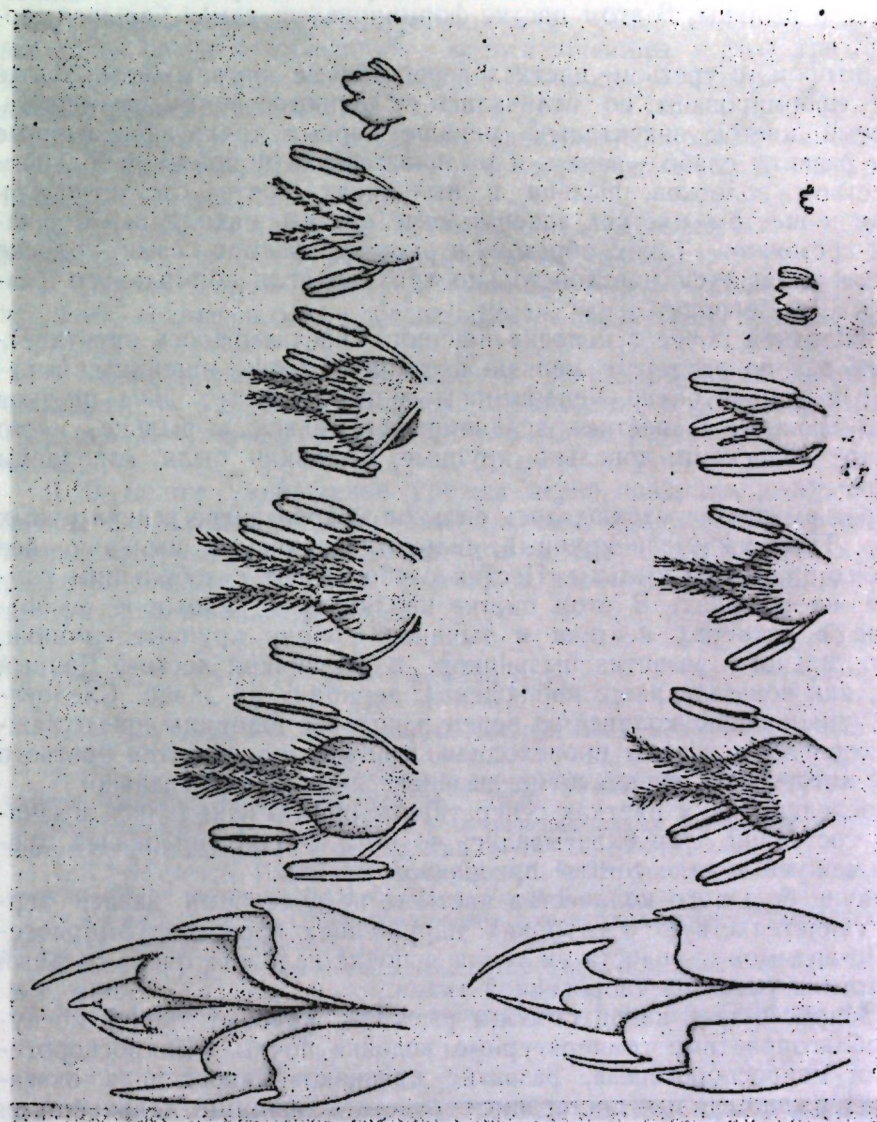


Рис. 4. Развитие цветков в средних колосках колоса пшеницы при различной температуре почвы. При 15—20°C (верхний ряд) и 8—10°C (нижний ряд).

пшеницы, развившиеся при разных температурных условиях почвы. Они расположены слева направо, как в колоске.

На теплой почве в колоске насчитывалось шесть цветков. Самым развитым являлся первый — нижний цветок. Он имел довольно крупный пестик и тычинки, в пыльниках которых содержалось большое количество пыльцы. В этом цветке формировалась самая большая зерновка.

Во втором и третьем цветках генеративные органы были также вполне сформированы, но отличались от первого своими размерами. Четвертый цветок значительно меньше первых трех; генеративные органы развиты слабо — завязь и рыльце пестика покрыты небольшим количеством волосков, пыльца в пыльниках почти отсутствовала. В пятом и шестом цветках генеративные органы находились в зачаточном состоянии. Таким образом, в рассматриваемом нами колоске из шести имевшихся цветков только три достигли нормального развития и дали зерновку.

На холодной почве в колоске пшеницы насчитывалось пять цветков. Все они по размерам меньше цветков колоска пшеницы, выращенной на теплой почве. Генеративные органы первых двух цветков хорошо развиты. В пестике ясно выражены завязь и рыльце, густо покрытые волосками; довольно крупные пыльники были наполнены пыльцой.

В третьем цветке наблюдалось сильное недоразвитие генеративных органов. Тычинки имели крупный, сильно сплюснутый пыльник, без малейших признаков пыльцы. Пестик слабо развит с небольшим опушением на рыльцах. В этом цветке наблюдалось некоторое несоответствие в размерах пестика и тычинок — очень крупные тычинки, за счет сильного развития пыльников, и маленький пестик. Данный цветок, как показали наши наблюдения, зерновку не давал. Следовательно, уменьшение количества зерен в колоске пшеницы при охлаждении корневой системы происходило за счет недоразвития третьего цветка, который на теплой почве развивался вполне нормально.

В последних двух цветках генеративные органы находились в зачаточном состоянии. Они охватывались со всех сторон внутренней цветочной чешуей в виде тонкой прозрачной пленки.

Наличие большого количества цветков, не способных давать зерновку, свидетельствует о глубоких нарушениях процессов эмбриогенеза. По-видимому, недостаток тепла в почве наложил очень сильный отпечаток на развитие спорогенной ткани.

На вопрос о том, какой стороны развития половых тканей коснулись неблагоприятные температурные условия почвы — микроспорогенеза или макроспорогенеза, развитие признаков какого пола оказалось задержанным, мы постараемся ответить нашими дальнейшими исследованиями. Изучение этих процессов представляет собой большой теоретический и практический интерес, так как этот этап органогенеза является одним из решающих периодов индивидуального развития растений.

ВЫВОДЫ

1. В результате сравнительно-морфологического исследования колоса пшеницы выяснено, что температура почвы оказывает большое влияние на формирование колоса и генеративных органов.

2. С понижением температуры почвы удлиняется вегетационный период. Развитие растений во всех фазах идет значительно медленнее, чем при нормальных температурных условиях.

3. При охлаждении корневой системы развитие зачаточного колоса и генеративных органов происходит значительно медленнее, чем без охлаждения, во всех фазах — от закладывания их в виде меристематических бугорков на конусе нарастания до полного формирования зерновки.

4. Пониженная температура почвы особенно отрицательно сказывается на развитии зачаточного колоса пшеницы в фазе трех настоящих листьев, когда идет закладка колосков, и в период дифференциации колосков на цветки.

5. Размеры конуса нарастания, зачаточного колоса, генеративных органов и цветочных чешуй при температуре почвы 8—10°C значительно уменьшаются.

6. Охлаждение корневой системы сильно уменьшает число колосков в колосе, число плодоносящих колосков, цветков и зерен в колосе.

7. На холодной почве уменьшение зерен в колосе происходит за счет недоразвития и бесплодности значительной части нижних и верхних колосков.

8. Уменьшение количества зерен в средних колосках пшеницы, при охлаждении корневой системы происходит за счет недоразвития третьего цветка, который на теплой почве развивается вполне нормально.

9. В целом уменьшение урожая зерна пшеницы, которое наблюдается при охлаждении корневой системы, происходит за счет уменьшения количества колосков, цветков в колосе, бесплодности и недоразвития некоторой части нижних и верхних колосков и третьего цветка средних колосков.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алекперов С. А. Динамика формирования зачаточного колоса в связи со стадийностью развития растений. Баку, 1939.
2. Григорьева В. Г. О влиянии температуры почвы на формирование колоса ячменя. Селекция и семеноводство, № 2, 1953.
3. Еременко В. Т. Динамика формирования колоса и световая стадия развития пшеницы. Селекция и семеноводство, № 10—11, 1939.
4. Коровин А. И. Влияние пониженной температуры почвы на формирование урожая яровой пшеницы. ДАН СССР, т. 97, № 6, 1954.
5. Сапегин А. А. Органообразование при переходе в световую стадию у пшеницы. ДАН СССР, т. 30, № 8, 1941.
6. Bonnet O. T. The development of the wheat spike. Journ. of Agr. Res., vol. 53 № 6, 1936.
7. Hudson P. S. Englis wheat varieties. Zeitschrift für Züchtung. Bd. 19, 1934.

А. Н. ПЕЧОРИНА

АНАЛИЗ ИЗМЕНЕНИЙ МОЗАИКИ ЭНДОСПЕРМА ЗЛАКОВ ВСЛЕДСТВИЕ ИНЪЕКЦИИ В НЕГО ВЕЩЕСТВА ЭНДОСПЕРМОВ РОДСТВЕННЫХ ФОРМ

Сущность метода инъекции состоит в искусственном введении содержимого эндосперма одного растения в состав эндосперма другого в фазе молочной спелости. Растения, выращенные из зерен, в эндосперм которых было введено вещество из эндосперма другого растения, имеют в своем потомстве значительные отклонения. Эти отклонения выражаются в изменении внешних морфологических признаков, т. е. у пшеницы появляются растения иной, чем у исходного материнского сорта, разновидности. Кроме того, как показали исследования (4, 5, 6), формы растений, полученные путем инъекции, отличаются от исходного материнского сорта продуктивностью, энергией роста, длиной вегетационного периода и другими качествами и свойствами.

Можно предположить, что изменение внешних морфологических признаков связано с изменением структуры эндосперма. Для исследования внутриклеточной структуры эндосперма был применен метод мозаики эндосперма, разработанный Александровой (3) и Александровым (2). Александрова установила, что различным формам пшеницы бывает присуща своя особая мозаика эндосперма. Ее характеризуют величина и форма, количественное соотношение крахмальных зерен и расположение их в плоскости среза эндосперма. Кроме того, указанные исследователи установили, что крахмал и белок в тканях эндосперма образуют одну взаимодействующую систему — структуру, изучая которую нужно принимать во внимание взаимосвязь всех составляющих ее компонентов. Хотя сама по себе структура эндосперма очень пластична, Александров установил, что „каждому виду пшеницы соответствует своя особая структура клеток эндосперма, более того, дифференциация структуры эндосперма различных пшениц настолько своеобразна, что в ряде случаев можно различать сорта между собой“ (2).

Изучая структуру эндосперма у основных селекционных сортов пшеницы, Яковлев (7) установил, что тип мозаики имеет характерные особенности не только для того или иного вида пшеницы, но и для отдельных сортов, которые отличаются друг от друга хорошими или плохими хлебопекарными качествами.

Исследования мозаики эндосперма у растений, полученных путем межсортных и межвидовых инъекций, показали, что от сближения эндоспермов двух мягких пшениц возникают формы пшеницы, имеющие в мозаике эндосперма сходство с мозаикой у привитого сорта.

При межвидовой инъекции, т. е. при сближении эндосперма мягкой пшеницы с эндоспермом ветвистой, новые формы пшеницы также имеют в структуре эндосперма признаки, свойственные привитому виду — ветвистой пшенице. Кроме того, образуются формы, содержащие в структуре эндосперма новые признаки, не свойственные мозаике у сближаемых сортов. В процессе дальнейшего исследования была изучена мозаика эндосперма форм, полученных от сближения представителей родов из трибы ячmeneвых.

Заслуживает внимания анализ мозаики эндосперма новых форм ржи, полученных путем инъекции в озимую рожь Вятку содержимого эндоспермов мягкой пшеницы и черного ячменя и мозаики эндосперма новых форм пшеницы, полученных путем инъекции в мягкую пшеницу содержимого эндоспермов ржи Вятки и черного ячменя.

Из исследования Яковлева (8) видно, что для всей трибы ячmeneвых существует много общих и характерных черт в морфологии крахмальных зерен и мозаике эндосперма. Для всей трибы характерно наличие в эндосперме пластидного крахмала в виде простых крупных или слегка эллиптических крахмальных зерен, которые в сочетании с прослойками белка и отложениями мелкого хондриозомного крахмала создают неоднородную мозаику эндосперма. Индивидуальные особенности структуры эндосперма каждого представителя этой трибы чрезвычайно характерны. В большинстве случаев они проявляются у новых форм растений достаточно определенно и четко.

Строение ткани эндосперма исходных видов из трибы ячmeneвых и новых форм растений, полученных от них путем инъекции, изучалось в 20-процентном растворе сахара с добавлением раствора Люголя на срезах, приготовленных при помощи бритвы, с боковой стороны периферической зоны в поперечном разрезе зерновки. Зарисовки произведены при помощи рисовального аппарата системы Аббе (ув. 400).

Мозаика эндосперма озимой ржи Вятки (рис. 1) соответствует описанию мозаики эндосперма ржи, которое дает Александров. В отличие от мозаики мягкой пшеницы „для ржи весьма характерно наличие особых черт в морфоло-

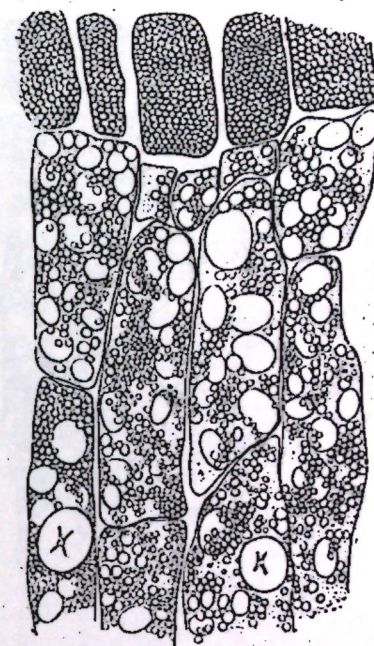


Рис. 1. Мозаика эндосперма озимой ржи Вятки.

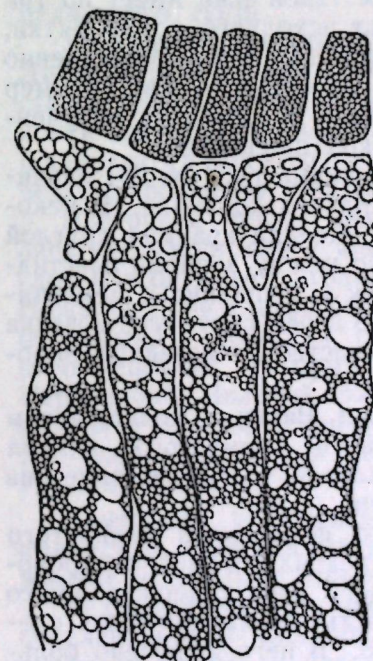


Рис. 2. Мозаика эндосперма мягкой пшеницы Северная (v. mit-tatum).

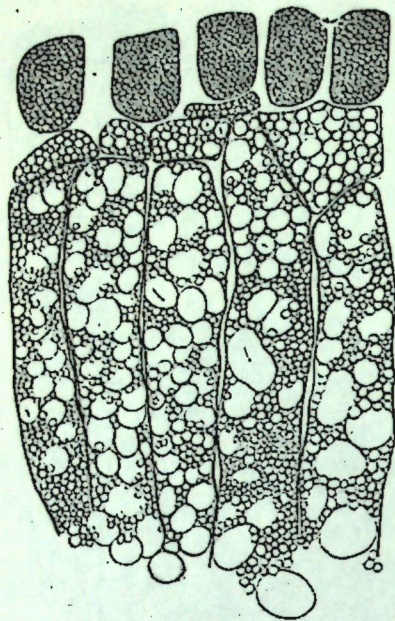


Рис. 3. Мозаика эндосперма озимой ржи № 231, полученной от сближения эндосперма озимой ржи Вятки с эндоспермом мягкой пшеницы Северной (*v. milturum*).

гии пластидного крахмала, а также незначительное количество круглого, мелкого (хондриозомного) крахмала и относительно редкое его распределение, большие прослойки белка между крахмальными зернами. Все это в своей совокупности придает специфические черты мозаике озимой ржи" (2). Характерными для ржи являются круглые зерна пластидного крахмала, у которых на месте крахмалообразовательного центра часто можно наблюдать лучевую щель.

Мелкий крахмал озимой ржи Вятки имеет неодинаковые размеры и форму. Мозаика эндосперма мягкой пшеницы Северной (*v. milturum*, рис. 2) по сравнению с рожью содержит только небольшой слой белка в клетках, прилегающих непосредственно к алейроновому слою. Вся остальная масса эндосперма заполнена крахмалом. Зерна пластидного крахмала овальной формы занимают в клетках почти половину фона. Свободные промежутки между ними заполнены массой мелкого круглого крахмала.

При сближении эндосперма озимой ржи Вятки с эндоспермом мягкой пшеницы Северной были получены новые формы ржи, которые имеют изменение в строении колоса, выраженное в появлении третьего нормально развитого цветка в колоске. Колос такой ржи имеет по три ряда зерен с каждой стороны в отличие от исходного сорта Вятки, имеющей по два ряда. Мозаика эндосперма этих форм существенно отличается от мозаики эндосперма озимой ржи Вятки. Как пример рассмотрим мозаику эндосперма озимой ржи № 231 (рис. 3), полученной от сближения озимой ржи Вятки с мягкой пшеницей.

В отличие от ржи Вятки в клетках эндосперма ржи № 231 значительно увеличилось количество зерен пластидного крахмала. В некоторых клетках он составляет основной фон. Мелкий крахмал круглой формы заполняет все свободное пространство между зернами пластидного крахмала. Тонкие прослойки белка, как и у пшеницы, цементируют отдельные зерна мелкого крахмала. По своей структуре мозаика эндосперма ржи № 231 имеет большое сходство с мозаикой эндосперма мягкой пшеницы.

При сближении эндосперма озимой ржи Вятки с содержанием эндосперма двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя (*v. tridax*) была получена озимая рожь Лиловая. Свое название она получила из-за темно-лиловой окраски зерен.

Мозаика эндосперма двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя показана на рис. 4. Ячмень имеет трехрядный слой алейроновых клеток. Крупные клетки субалейронового слоя содержат много белка. Белок занимает также верхнюю часть крахмалоносных клеток, примыкающих к субалейроновому слою. В него включено большое количество зерен пластидного крахмала. Крахмалистая часть эндосперма состоит из клеток, заполненных пластидным крахмалом овальной формы в сочетании с плотной массой мелкого хондриозом-

ного крахмала. Размеры пластидного крахмала не имеют больших колебаний.

Лиловая рожь (рис. 5) имеет своеобразные изменения в структуре эндосперма. Так, алейроновый белок содержится не только в алейроновых клетках, но и в нижележащих клетках в виде отдельных обособленных пятен, что можно рассматривать как тенденцию к образованию двух- и трехрядного алейронового слоя. В клетках эндосперма основную массу составляет белок. Пластидный крахмал присутствует в том же количестве, что и у ржи Вятки. Мелкий крахмал, при сокращении общего числа зерен, имеет значительно более крупные размеры, форма его округлая, часто немного угловатая. Кроме того, Лиловая рожь имеет изменения в строении покровов зерновки. Перикарпий Лиловой ржи имеет более мощное развитие, чем у ржи Вятки.

Поперечный разрез перикарпия зрелой зерновки ржи Вятки состоит из одного ряда клеток мезокарпия и поперечных клеток.

Лиловая рожь имеет мезокарпий, состоящий из двух слоев клеток. Поперечные клетки более толстые, укороченные, с сильно загнутыми концами. Лиловый цвет зерновки обусловлен тем, что стенки клеток мезокарпия окрашены пигментом, который под микроскопом имеет розовый цвет, а в полостях клеток находятся скопления вещества темно-малинового цвета.

Утолщение перикарпия зерновки Лиловой ржи можно объяснить воздействием пленчатого ячменя. Покровы зерновки двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя состоят из цветочной чешуи, сросшейся с перикарпием.

Цветочная чешуя ячменя представляет несколько слоев клеток. Внешний слой клеток имеет утолщенные стенки. Нижележащие клетки содержат в своих оболочках и полостях скопления черного вещества, который придает черную окраску пленке зерновки. Перикарпий Лиловой ржи имеет сходство с перикарпием черного ячменя в распределении пигмента в виде отдельных комочков в полостях клеток цветочной чешуи у ячменя и утолщенного мезокарпия у Лиловой ржи.

Изменения в мозаике эндосперма в сторону привитого растения имеются и у мягкой пшеницы при сближении ее эндосперма с содержимым эндосперма озимой ржи Вятки.

Исходный сорт мягкой пшеницы Ферругинеум Н-13 (рис. 6) имеет субалейроновый слой белкового вещества с включением крахмала округлой формы. В клетках крахмалистой части эндосперма основной фон составляет плотно сложенный мелкий крахмал округлоугловатой формы. Пластидный крахмал присутствует в виде отдельных зерен овальной формы средней величины. В результате сближения пшеницы

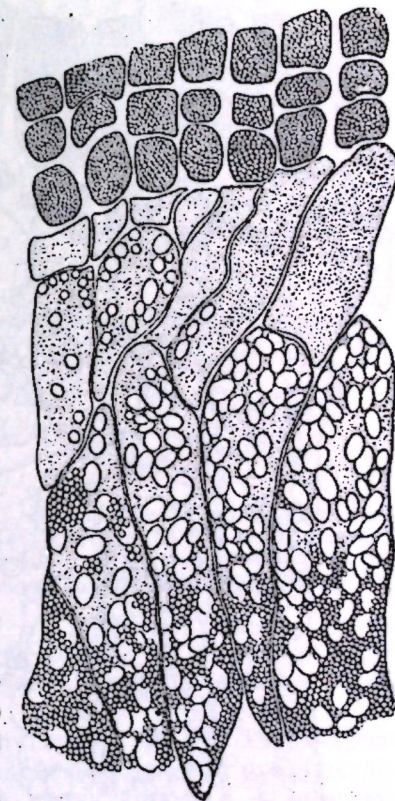


Рис. 4. Мозаика эндосперма двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя (*v. tridax*).

Ферругинеум Н-13 с озимой рожью Вяткой получена красная ости-стая пшеница № 4 (*v. ferrugineum*, рис. 7). В крупных периферических клетках крахмалистой части эндосперма этой пшеницы наблюдается распределение мелкого крахмала в виде небольших групп или отдельных зерен различных размеров, погруженных в белок, что так характерно для мозаики эндосперма озимой ржи. Пластинный крахмал не одинаков по размерам. Он имеет преимущественно овальную форму. Пшеница № 4 содержит его значительно больше, чем пше-

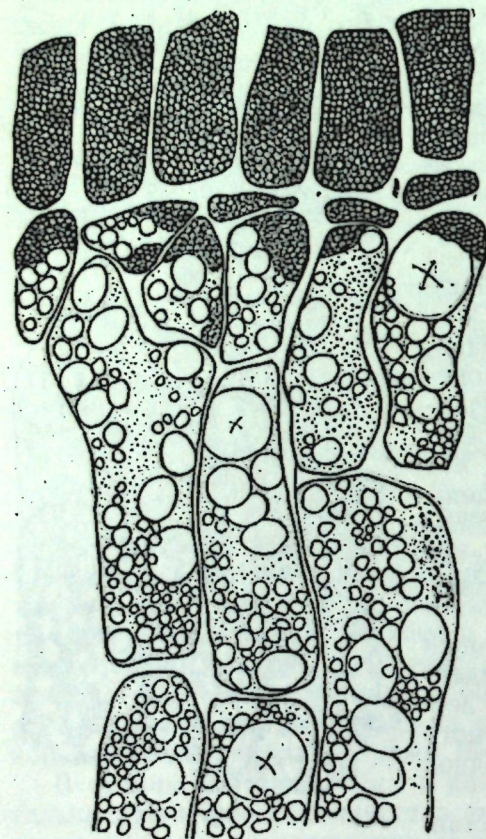


Рис. 5. Мозаика эндосперма Лиловой ржи, полученной от сближения эндосперма озимой ржи Вятки с эндоспермом двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя (*v. tridax*).

Пластинный крахмал крупной овальной формы присутствует в значительно большем количестве, чем у исходного сорта. Зерна мелкого крахмала тоже более крупные, округлой формы, рыхлее сложены. Вследствие этого прослойки белка, цементирующего крахмал, увеличились.

Александров и Александрова (1), исследуя стекловидные и мучнистые зерновки мягкой пшеницы, установили, что структурным фактором, обуславливающим мучнистость или стекловидность зерновки, является сочетание строения мелкого крахмала с толщиной белковой прослойки. Чем мельче крахмал и чем плотнее сложен, тем тоньше прослойка белка между отдельными зернами и тем резче выражена мучнистость мягкой пшеницы. Если зерна хондриозомного

Ферругинеум Н-13. В клетках эндосперма, лежащих более глубоко, — пластинный крахмал крупных размеров, мелкий крахмал более плотного сложения, но размеры его зерен неодинаковы. Наблюдается сочетание участков, составленных из мелких, а также средних зерен мелкого крахмала, с участками, состоящими из крупных круглых зерен. Прослойки белка более значительны, чем у Ферругинеум Н-13. При сближении эндосперма мягкой пшеницы с эндоспермом двурядного черного пленчатого ячменя возникают формы пшеницы, которые имеют изменения в структуре эндосперма, выраженные в увеличении количества зерен пластинного крахмала в клетках и укрупнении мелкого крахмала. Кроме того, наблюдается изменение формы и размеров пластинного крахмала. На рис. 8. показана мозаика белой безостой пшеницы № 217 (*v. lutescens*), полученной от сближения мягкой пшеницы Ферругинеум Н-13 (*v. ferrugineum*) с двурядным черным фуркатным пленчатым ячменем. В сублейроновом слое находится белок, который занимает верхние концы крахмалистых клеток эндосперма, доходящие до алейронового слоя.

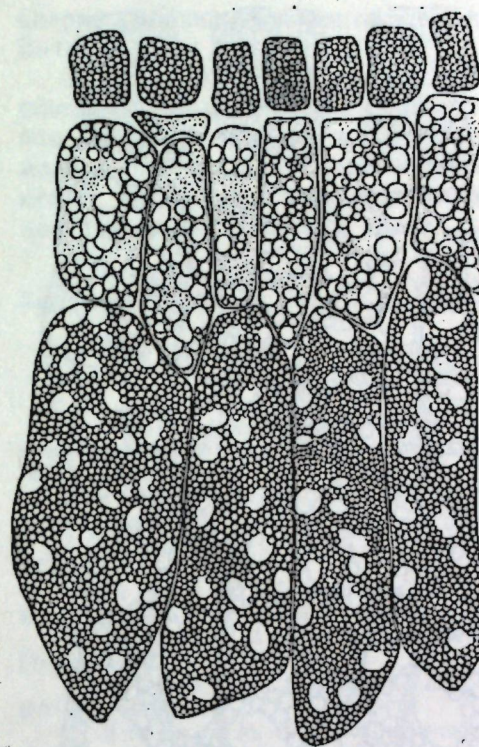


Рис. 6. Мозаика эндосперма мягкой пшеницы Ферругинеум Н-13 (*v. ferrugineum*).

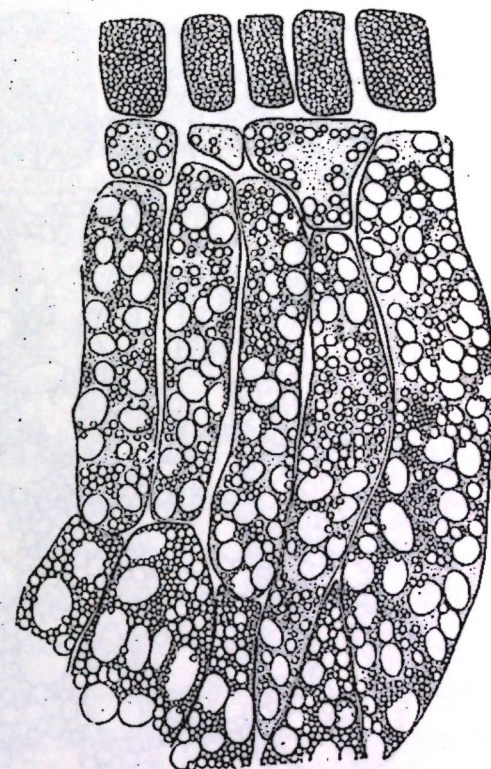


Рис. 7. Мозаика эндосперма пшеницы № 4, полученной от сближения эндосперма мягкой пшеницы Ферругинеум Н-13 с эндоспермом озимой ржи Вятки.

крахмала лежат рыхло и имеют округлую форму, то белковая прослойка между ними отчетливо выражена. Такое пшеничное зерно бывает стекловидным.

Мозаика эндосперма пшеницы Ферругинеум Н-13, характерная для мучнистого зерна, под влиянием воздействия ячменя приобретает признаки, характерные для стекловидной структуры, т. е. в зерновке увеличивается прослойка белка между круглыми зернами мелкого крахмала.

По внешним морфологическим признакам, в отличие от пшеницы Ферругинеум Н-13, у белой безостой пшеницы № 217 на колосковых чешуях появилась черная окраска в виде широких полос, направленных вдоль жилок чешуи. Эта окраска появилась как следствие воздействия черного ячменя.

Следует отметить, что при сближении эндоспермов представителей родов из трибы ячменных получают не только формы с различной степенью отражения в мозаике эндосперма признаков того или иного компонента. Одновременно возникают формы, не имеющие прямого сходства с мозаикой у сортов растений, участвующих в инъекции.

Таким образом, для межродовых инъекций в пределах трибы ячменных сохраняет силу закономерность, установленная для межсортовых и межвидовых инъекций, т. е. и в данном случае имеет место передача признаков от растения, эндосперм которого участвует в инъекции в качестве вносимого вещества.

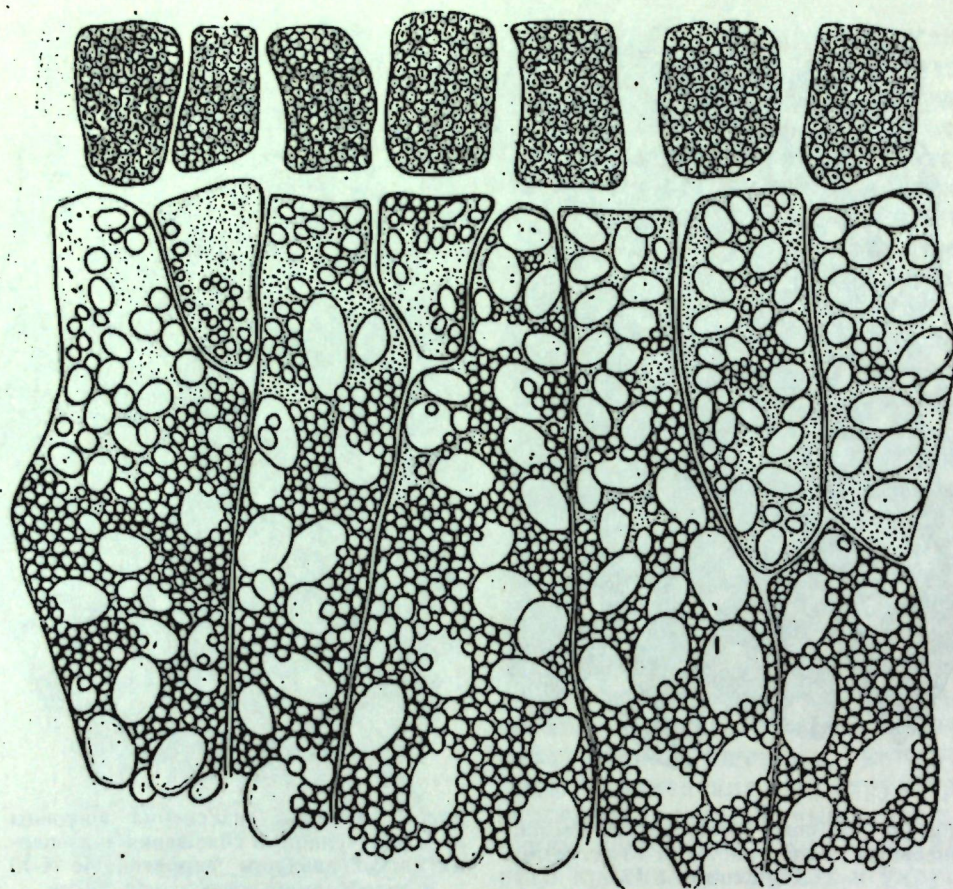


Рис. 8. Мозаика эндосперма белоколосой безостой пшеницы № 217 (*v. lutescens*), полученной от сближения эндосперма мягкой пшеницы Ферругинеум Н—13 (*v. ferrugineum*) с эндоспермом двурядного черного фуркатного пленчатого ячменя (*v. tridax*).

Изучение изменения структуры эндосперма путем сравнения мозаики эндосперма исходных сортов и новых форм показывает, что в результате инъекции происходит изменение внутреннего строения и состава эндосперма. Введение содержимого эндосперма одного растения в эндосперм другого позволяет при помощи метода инъекции, разработанного И. А. Петровым, получить новые формы с определенными качествами и признаками, т.е. направленно изменять природу растений, управлять их наследственностью. Кроме того, следует отметить широкие возможности при подборе компонентов, участвующих в инъекции. Они не ограничены рамками сорта, вида и даже рода. Инъекция, вероятно, позволит объединять природу растений, еще более отдаленных по степени систематического родства.

ВЫВОДЫ

1. Формы озимой ржи, полученные от сближения озимой ржи Вятки с мягкой пшеницей и черным ячменем, во многих случаях имеют в своей мозаике признаки, характерные для мозаики мягкой пшеницы и черного ячменя.
2. Формы пшеницы, полученные от сближения мягкой пшеницы с озимой рожью Вяткой, в ряде случаев имеют в структуре эндос-

сперма признаки, характерные для мозаики эндосперма озимой ржи Вятки.

3. От сближения мягкой пшеницы с ячменем возникают формы пшеницы, имеющие в структуре эндосперма специфические изменения, выраженные в увеличении количества зерен пластидного крахмала в клетках эндосперма и увеличении их размеров, а также в изменении формы и укрупнении зерен мелкого крахмала и увеличении прослойки белка между ними.

Институт биологии
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
10/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров В. Г., Александрова О. Г. О методе изучения строения эндосперма зерен пшеницы. Тр. по прикладной ботанике, генетике и селекции, серия УА, № 2, 3, 23; 1936.
2. Александров В. Г. О строении эндосперма зерновки злаков. Обзор. Бот. журнал, т. 24, № 1, 1939.
3. Александрова О. Г. Анатомия различных типов зерна пшеницы. ДАН СССР, 17, № 7, 1937.
4. Петров И. А. Направленное изменение природы зерновых культур. Бот. журнал, т. 38, № 6, 1953.
5. Петров И. А. Преобразование природы зерновых культур (метод инъекций). Госиздат КАССР, 1956.
6. Петров И. А. Управление озимостью и яровостью озимых культур. Госиздат КАССР, 1958.
7. Яковлев М. С. Строение эндосперма пшениц основных селекционных сортов СССР. ДАН СССР, т. 17, 1938.
8. Яковлев М. С. Структура эндосперма и зародыша злаков как систематический признак. Тр. Бот. ин-та им. В. Л. Комарова АН СССР, вып. 1, серия VII, 1950.
9. Alexandrov W. G. und Alexandrova O. G. Über den anatomischen Bau des Endosperms im Weizekorn. Flora oder allgemeine Botanische Zeitung, 1936.

Л. А. КУДЕРСКИЙ

МАТЕРИАЛЫ ПО ПИТАНИЮ МЛАДШИХ ВОЗРАСТНЫХ ГРУПП СУДАКА В ВОДОЕМАХ КАРЕЛИИ

Питание судака озер Карелии является одним из наименее изученных разделов его биологии. По этому вопросу в литературе имеются лишь отрывочные сведения, основанные на малочисленных данных (1, 2, 3, 4, 8, 9). Однако в последние годы судак привлекает все большее внимание исследователей и практических работников рыбного хозяйства как перспективный объект для широкого рыборазведения. Этот вид все в больших масштабах становится объектом рыбоводных мероприятий, в том числе используется для заселения озер, лишенных этой рыбы. Естественно, что целесообразность и успешность пересадки судака можно предусмотреть только при условии знания его биологии, в частности, питания. Незнание питания судака может повести к неудачам при вселении его в новые водоемы. Возможно также такое положение, что прижившийся и размножившийся судак будет истреблять запасы других более ценных видов рыб. Например, при акклиматизации судака в озере Кубенском не было учтено, что он сможет выедать в нем молодь сига и кубенской жилой нельмы. В результате в настоящее время возникла угроза для запасов этих ценных пород рыб со стороны сильно размножившегося судака (5, 7).

Отсюда достаточно ясна актуальность изучения биологии судака озер Карелии, в том числе и такого важного ее раздела, как питание этой рыбы.

Автор статьи собирал материал по питанию младших возрастных групп судака в 1954—1957 гг. на озерах Сямозере, Водлозере, Шотозере, Онежском и Коткозере.¹ Кроме наших сборов в настоящей статье использованы данные по питанию судака Сямозера, имеющиеся в секторе зоологии Института биологии Карельского филиала АН СССР.

В условиях водоемов Карелии судак является одним из поздно нерестующих видов, поэтому в ряде карельских озер (кроме сетковых) его молодь в первый год жизни питается мирной пищей: зоопланктоном и бентосом (6). Лишь с середины второго года молодь судака полностью переключается на питание рыбой. В настоящей статье рассматривается вопрос о питании судака с момента перехода его на хищное питание (в возрасте свыше полутора лет) и до достижения им длины 30,5 см. Изложение начинается с мая месяца, которым заканчивается период ослабленного зимнего питания этой рыбы.

¹ В сборе материала по питанию судака озер Онежского и Водлозера принимал участие Ю. С. Дмитренко.

В мае интенсивность питания молоди судака наименьшая. В это время в Сямозере 92,8% проанализированных желудков судака — пустые (табл. 1).

Таблица 1

Питание молоди судака Сямозера

Время взятия проб	Процент пустых и наполненных желудков		Общий индекс наполнения	Виды, преобладающие в пище	Количество экземпляров
	пустых	наполненных			
Май	92,8	7,2	5,5	окунь, ерш	69
Июнь	73,2	26,8	36,0	ерш, ряпушка	694
Июль	59,4	41,6	190,8	ряпушка, ерш	185
Август	39,1	60,9	205,5	ряпушка	179
Сентябрь	26,3	73,7	105,6	ерш	57
Октябрь	—	—	92,5	окунь, ерш	303
Декабрь, январь	75,0	25,0	20,5	окунь, ряпушка	28
Февраль	85,3	14,7	4,2	окунь	34
Март, апрель	79,7	20,3	24,3	ряпушка, ерш	128

Степень накормленности молоди судака в мае также невелика и общий индекс наполнения равен всего 5,5‰. Пища молоди судака в этом месяце состоит из окуня и ерша (табл. 2).

В июне молодь судака Сямозера питается более интенсивно. По сравнению с маем в июне процент пустых желудков уменьшается и составляет 73,2% от общего числа проанализированных. Одновременно возрастает количество наполненных желудков с 7,2 до 26,8%. Параллельно с интенсивностью питания увеличивается степень накормленности молоди судака (индекс наполнения равен 36,0‰).

В пище молоди сямозерского судака в июне, как и в мае, основную роль играют окунь и ерш, частота встречаемости которых равна 64,2%. От общего индекса наполнения эти два вида составляют 66,4%. На втором месте по индексу наполнения в питании молоди судака в июне стоит ряпушка (табл. 2).

В июне в различных районах Сямозера интенсивность питания и состав пищи молоди судака неодинаковы. Например, процент пустых желудков у трехлетков судака по отдельным участкам Сямозера колеблется от 57,9 до 87,9%, а общий индекс наполнения — от 32,2 до 58,6 (табл. 3). В одних районах Сямозера пища июньских трехлетков судака состоит исключительно из ерша, в других совместно с ершом поедается плотва и бентические беспозвоночные (табл. 4).

В июне показатели интенсивности питания и степени накормленности, сходные с сямозерским судаком, имеет молодь судака Водлозера. В пробе, взятой в этом озере во второй половине июня, 82,3% желудков оказались пустыми, а общий индекс наполнения равнялся 25,5‰ (табл. 5). Но в отличие от судака Сямозера молодь судака Водлозера питалась в июне не ершом и окунем, а снетком и ряпушкой, которые составили 88,9% по частоте встречаемости и 99,2% от общего индекса наполнения (табл. 6).

Таблица 2

Состав пищи молоди судака Сямозера

		Ряпушка	Окунь	Ерш	Судак	Плотва	Уклея	Лещ	Подкаменщик	Остатки рыб	Бентос	Руда
Май	Частный индекс наполнения	—	2,9	2,5	—	—	—	—	—	0,1	—	—
	% от общего индекса наполнения	—	52,7	45,5	—	—	—	—	—	1,8	—	—
	Частота встречаемости	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Июнь	Частный индекс наполнения	9,4	2,6	21,3	—	0,1	—	—	—	2,3	0,3	—
	% от общего индекса наполнения	26,1	7,2	59,2	—	0,3	—	—	—	6,4	0,8	—
	Частота встречаемости	3,2	7,5	56,7	—	0,5	—	—	—	25,1	7,0	—
Июль	Частный индекс наполнения	131,3	12,1	32,1	0,9	—	—	5,0	—	9,4	—	—
	% от общего индекса наполнения	68,8	6,4	16,8	0,5	—	—	2,6	—	4,9	—	—
	Частота встречаемости	45,5	10,1	25,3	1,3	—	—	1,3	—	16,5	—	—
Август	Частный индекс наполнения	188,9	1,5	10,7	—	—	—	—	0,4	4,0	—	—
	% от общего индекса наполнения	91,9	0,7	5,2	—	—	—	—	0,2	2,0	—	—
	Частота встречаемости	71,4	7,1	12,5	—	—	—	—	1,0	8,0	—	—
Сентябрь	Частный индекс наполнения	27,8	0,9	50,3	—	—	14,1	—	—	12,5	—	—
	% от общего индекса наполнения	26,3	0,9	47,6	—	—	13,4	—	—	11,8	—	—
	Частота встречаемости	2,6	2,6	71,7	—	—	2,6	—	—	20,5	—	—
Октябрь	Частный индекс наполнения	11,8	33,3	21,3	3,0	—	—	—	—	23,1	—	—
	% от общего индекса наполнения	12,8	36,0	23,0	3,2	—	—	—	—	25,0	—	—
	Частота встречаемости	6,9	27,6	34,5	3,4	—	—	—	—	27,6	—	—
Декабрь, январь	Частный индекс наполнения	8,1	10,3	—	—	—	—	—	—	2,1	—	—
	% от общего индекса наполнения	39,5	50,2	—	—	—	—	—	—	10,3	—	—
	Частота встречаемости	42,9	42,9	—	—	—	—	—	—	14,2	—	—

Продолжение таблицы 2

		Ряпушка	Окунь	Ерш	Судак	Плотва	Уклея	Лещ	Подкаменщик	Остатки рыб	Бентос	Руда
Февраль	Частный индекс наполнения	—	1,5	0,1	—	—	—	—	—	1,9	—	0,7
	% от общего индекса наполнения	—	35,7	2,4	—	—	—	—	—	45,2	—	16,7
	Частота встречаемости	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Март, апрель	Частный индекс наполнения	16,6	—	4,7	—	—	—	—	—	3,0	—	—
	% от общего индекса наполнения	68,3	—	19,3	—	—	—	—	—	12,4	—	—
	Частота встречаемости	38,4	—	30,8	—	—	—	—	—	30,8	—	—

Таблица 3

Питание трехлетков судака в июне в различных районах Сямозера

Район взятия проб	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Состав пищи
	0	1—2	3—4		
Курмойла	64,8	17,6	17,6	54,7	Рыба, бентос
Сяргилахта	57,9	15,8	26,3	46,7	Рыба
Инжунаволок	74,2	16,1	9,7	35,6	Рыба, бентос
Кишкой-саари	87,9	9,1	3,0	32,2	Рыба, бентос
Кудом-саари	65,5	12,7	21,8	58,6	Рыба, бентос

В июле и августе интенсивность питания молоди судака в Сямозере продолжает увеличиваться. Показателем этого служит непрерывное уменьшение количества пустых желудков, которые в августе составляют лишь 39,1% от общего числа проанализированных. В то же время почти две трети желудков (60,9%) оказываются с предельным наполнением. В связи с тем, что в июле и августе большая часть стада молоди сямозерского судака интенсивно питается, степень накормленности ее значительно возрастает и общий индекс наполнения равняется в июле 190,8 и в августе 205,5‰ (табл. 1).

Одновременно с изменением интенсивности питания и степени накормленности меняется состав пищи молоди сямозерского судака. Если в мае и июне им поедались главным образом ерш и окунь, то в июле и августе основным кормовым объектом как по индексу наполнения, так и по частоте встречаемости становится ряпушка (табл. 2).

Во второй половине лета (август) интенсивно питается также молодь судака Онежского озера: только 25% проанализированных желудков оказались пустыми (табл. 7). В это время молодь судака Онежского озера питается главным образом корюшкой и в меньшей степени ершом и мизидами (табл. 8).

Таблица 4

Состав пищи трехлетков судака в июне в различных районах Сямозера

Район взятия проб		Ерш	Личинки окуня	Плотва	Бентос	Остатки рыб
Курмойла	Частный индекс наполнения	40,1	—	10,2	2,4	2,0
	% от общего индекса наполнения	73,3	—	18,6	4,4	3,7
	Частота встречаемости	41,7	—	8,3	25,0	25,0
Сяргилахта	Частный индекс наполнения	35,6	—	—	—	11,1
	% от общего индекса наполнения	76,2	—	—	—	23,8
	Частота встречаемости	85,7	—	—	—	12,5
Инжунаволоок	Частный индекс наполнения	22,3	—	—	13,3	—
	% от общего индекса наполнения	62,6	—	—	37,4	—
	Частота встречаемости	25,0	—	—	75,0	—
Кишкой-саари	Частный индекс наполнения	30,5	0,5	—	0,5	0,7
	% от общего индекса наполнения	94,7	1,6	—	1,6	2,1
	Частота встречаемости	—	—	—	—	—
Кудом-саари	Частный индекс наполнения	52,1	3,1	—	0,6	2,8
	% от общего индекса наполнения	88,9	5,3	—	1,0	4,8
	Частота встречаемости	60,0	16,7	—	6,6	16,7

Таблица 5

Питание молоди судака Водлозера в июне

	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Количество экземпляров
	0	1—2	3—4		
Водлозеро	82,3	5,9	11,8	25,5	51

Таблица 6

Состав пищи молоди судака Водлозера в июне

	Частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	Частота встречаемости
Ряпушка	11,3	44,3	33,3
Снеток	14,0	54,9	55,6
Бентос	0,2	0,8	11,1
	25,5	100,0	100,0

Таблица 7

Питание молоди судака Онежского озера и Шотозера в августе

	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Количество экземпляров
	0	1—2	3—4		
Онежское озеро	25,0	29,8	45,2	188,1	208
Шотозеро	57,5	21,8	20,7	9,9	87

В отличие от сямозерского и онежского судака молодь судака Шотозера питается в августе менее интенсивно. При этом основными кормовыми компонентами для нее являются не ряпушка, а ерш, окунь, плотва (табл. 7, 8).

Таблица 8

Состав пищи молоди судака Онежского озера и Шотозера в августе

	Онежское озеро			Шотозеро		
	частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	частота встречаемости	частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	частота встречаемости
Ряпушка	2,3	1,2	0,6	5,4	10,8	5,3
Корюшка	131,6	70,0	23,4	—	—	—
Плотва	—	—	—	10,8	21,7	2,6
Окунь	—	—	—	6,4	12,8	15,8
Ерш	17,5	9,3	8,2	22,6	45,3	42,1
Судак	0,2	0,1	0,6	—	—	—
Бычок четырехрогий	5,0	2,6	0,6	—	—	—
Остатки рыб	5,2	2,8	8,9	3,4	6,8	28,9
Мизиды	26,3	14,0	57,7	—	—	—
Бентос	—	—	—	1,3	2,6	5,3
	188,1	100,0	100,0	49,9	100,0	100,0

В сентябре интенсивность питания молоди судака Сямозера так же высока, как и в предыдущие месяцы. Процент пустых желудков в пробе равен всего 26,3%, но степень накормленности молоди ниже, чем в июле и августе, и общий индекс наполнения составляет 105,6‰. В этом месяце молодь сямозерского судака питается главным образом ершом.

В сентябре степень накормленности, а также интенсивность питания понижается, и у молоди судака Онежского озера. Если в августе процент пустых желудков составлял 25,0, а общий индекс наполнения равнялся 188,1‰, то в сентябре количество пустых желудков увеличилось до 42,2%, а общий индекс наполнения снизился до 132,1‰ (табл. 9).

Таблица 9

Питание молоди судака Онежского озера в сентябре

	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Количество экземпляров
	0	1—2	3—4		
Онежское озеро . . .	42,2	18,3	39,5	132,1	185

Наряду с этим меняется состав пищи. В сентябре основным кормовым объектом для молоди онежского судака становится ряпушка, составляющая 88,6% от общего индекса наполнения (табл. 10).

Таблица 10

Состав пищи молоди судака Онежского озера в сентябре

	Частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	Частота встречаемости
Ряпушка	117,1	88,6	72,5
Корюшка	5,4	4,1	2,0
Ерш	5,7	4,3	7,8
Остатки рыб	3,8	2,9	16,7
Мизиды	0,1	0,1	1,0
	132,1	100,0	100,0

В октябре степень накормленности молоди судака Сямозера практически такая же, как и в сентябре (табл. 1). В пробе из Коткозера, взятой в октябре, 31,9% желудков молоди судака были пустыми, а общий индекс наполнения равнялся 72⁰/₀₀₀ (табл. 11).

Таблица 11

Питание молоди судака Коткозера в октябре

	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Количество экземпляров
	0	1—2	3—4		
Коткозеро	31,9	31,9	36,2	72,0	47

В октябре молодь судака питается в Сямозере в основном окунем и ершом в Коткозере — снетком, уклейей и плотвой (табл. 12).

Если летом и осенью молодь судака питается достаточно интенсивно, то в зимний период питание ее резко ослабляется. Как можно видеть из табл. 1, с декабря по апрель молодь сямозерского судака питается слабо. В пробах, взятых в эти месяцы, от 75 до 85,3% желудков оказались пустыми. Общий индекс наполнения в это время также невысок

и колеблется от 4,2 до 24,3⁰/₀₀₀, что говорит о малой степени накормленности судака. В зимний период молодь судака питается окунем, ряпушкой и ершом (табл. 2).

Таблица 12

Состав пищи молоди судака Коткозера в октябре

	Частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	Частота встречаемости
Снеток	24,7	34,3	19,4
Плотва	12,5	17,4	2,8
Уклея	21,1	29,3	11,1
Окунь	1,2	1,7	2,8
Ерш	0,8	1,1	5,6
Остатки рыб	1,2	1,7	11,1
Мизиды	10,5	14,5	47,2
	72,0	100,0	100,0

Низкие показатели интенсивности питания и степени накормленности в зимний период имеет молодь судака и в других озерах. Например, в пробе из Водлозера, взятой в марте, 63,5% желудков оказались пустыми, а общий индекс наполнения равнялся 47,6⁰/₀₀₀ (табл. 13). Пища молоди водлозерского судака в марте состояла в основном из снетка (табл. 14).

Таблица 13

Питание молоди судака Водлозера в марте

	Наполнение желудков (%)			Общий индекс наполнения	Количество экземпляров
	0	1—2	3—4		
Водлозеро	63,5	21,9	14,6	47,6	96

Таблица 14

Состав пищи молоди судака Водлозера в марте

	Частный индекс наполнения	% от общего индекса наполнения	Частота встречаемости
Снеток	36,0	75,6	60,0
Окунь	4,8	10,1	2,9
Ерш	1,5	3,2	8,5
Остатки рыб	5,3	11,1	28,6
	47,6	100,0	100,0

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в течение годового цикла у молоди судака ясно выражен зимне-весенний период ослабленного и летне-осенний период интенсивного питания, причем наиболее высокие показатели по интенсивности питания наблюдаются в июле и августе.

Параллельно с изменением интенсивности питания происходит смена состава руководящих компонентов пищи. Так, в Сямозере в месяцы наиболее активного питания молодь судака поедает главным образом ряпушку, которая составляет 68,8—91,9% от общего индекса наполнения и 45,5—71,4% по частоте встречаемости. Напротив, в периоды менее интенсивного и ослабленного питания основными кормовыми объектами становятся ерш и окунь. Последние виды в мае, июне, сентябре, октябре, декабре, январе и феврале составляют от 48,5 до 98,2% по индексу наполнения и 42,9—74,3% по частоте встречаемости (табл. 2).

В Онежском озере некоторое снижение интенсивности питания молоди судака в сентябре также сопровождалось изменением состава пищи. Если в августе основным кормовым объектом являлась корюшка, то в сентябре молодь судака питается главным образом ряпушкой, на которую приходится 88,6% общего индекса наполнения.

Указанное изменение состава пищи молоди судака в отдельные периоды годового цикла связано в основном с миграциями поедаемых ею видов рыб. Например, по К. И. Беляевой (1), в Онежском озере смена состава пищи в осенний период связана с тем, что в сентябре наблюдаются массовые миграции ряпушки в районы, где держится судак.

Состав пищи молоди судака изменяется не только в зависимости от сезона года, но также и от водоема, в котором она обитает. Так, в Сямозере основными кормовыми объектами из рыб в пище молоди судака являются ерш, окунь, ряпушка, в Водлозере — снеток и ряпушка. В Коткозере, имеющем сходный с Водлозером состав ихтиофауны, молодь судака питается снетком, уклейей и плотвой. В Онежском озере главными кормовыми объектами для молоди судака служат корюшка и ряпушка, хотя в этом водоеме есть в больших количествах также ерш, мелкий окунь, плотва и другие виды рыб, обитающие во всех упомянутых выше озерах.

Очень рельефно непостоянство состава пищи молоди судака проявляется при сравнении проб из Сямозера и Шотозера, озер, расположенных недалеко друг от друга. В августе, когда имеются сборы материала из обоих озер, пища молоди судака Сямозера на 91,9% (по индексу наполнения) состояла из ряпушки, а в желудках молоди шотозерского судака 45,3% от общего индекса наполнения составлял ерш и 21,7% плотва.

Даже в пределах одного и того же озера, в различных его участках, нередко наблюдаются существенные отличия в пище молоди судака, что достаточно отчетливо видно из табл. 4.

Однако несмотря на указанные изменения видового состава пищи молоди судака, можно привести следующую общую для всех стад этой рыбы черту: в желудках молоди судака встречаются главным образом мелкочастиковые рыбы (ерш, плотва, окунь, уклей), а также корюшка (снеток) и ряпушка, т. е. виды, имеющие во взрослом состоянии небольшие линейные размеры.

Широкий пищевой спектр молоди судака позволяет считать, что при искусственном заселении этим видом новых водоемов он сможет прижиться в них, так как обладает достаточной пищевой пластичностью.

В то же время высокая пищевая пластичность судака заставляет с осторожностью подходить к решению вопроса о вселении его в озера, где имеются ценные виды рыб, могущие служить ему пищей.

Способность судака питаться мелкочастиковыми рыбами (ерш, плотва, окунь) делает его ценным объектом для разведения в лещевых озерах. Как известно, в последних между малоценными мелкочастиковыми видами и лещем возникает острая конкуренция из-за пищи, а также частично из-за мест нереста. Выедая ерша, плотву, мелкого окуня, судак тем самым значительно ослабляет складывающиеся между указанными видами межвидовые взаимоотношения. В связи с этим появляются возможности для повышения запасов такой качественной промысловой рыбы как лещ.

Институт биологии
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
10/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляева К. И. Судак Онежского озера. Бюлл. рыбного хозяйства Карело-Финской ССР, № 4, 1950.
2. Вебер Д. Г., Титова В. Ф. Рыбы озер Миккельского и Крошнозера. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. II, 1956.
3. Веселов Е. А., Коровина В. М. Рыбы реки Водлы и Шальской губы Онежского озера. Тр. Бородинской биол. ст., т. VI, вып. I, 1932.
4. Герд С. В. О кормовых ресурсах для рыб крупных озер Карелии. Рыбное хозяйство Карелии, вып. V, 1939.
5. Дрягин П. А. Биологические основы реконструкции фауны рыб в озерах СССР. Пищепромиздат, 1956.
6. Кудерский Л. А. Материалы по питанию молоди судака в первый год жизни. Науч. сессия Карело-Финского филиала АН СССР 3—6 апреля 1956 г. Тезисы доклада.
7. Титенков И. С. Рыбохозяйственное значение Кубенского озера. В сб. «Рыболовство на Белом и Кубенском озерах», Вологда, 1955.
8. Филимонова З. И. Зоопланктон Миккельского озера и Крошнозера и его значение в питании рыб. Тр. Карельского филиала АН СССР, вып. II, 1956.
9. Jääskeläinen V. Pohjois-Laatokan kaloista ja kalastuksesta. Suomen kalatalous, 4, 1917.

Р. М. МОРОЗОВА

К ВОПРОСУ О СОДЕРЖАНИИ И ФОРМАХ АЗОТА В ОРГАНИЧЕСКОМ ВЕЩЕСТВЕ ПОЧВ КАРЕЛИИ

Как известно, основная масса азота почвы входит в состав органического вещества. Важная составная часть этого вещества — гуминовые кислоты могут содержать до 5% азота. По подсчетам Шмука (6), каждый процент содержания гуминовой кислоты в пахотном слое почвы дает около тонны азота на гектар. Поэтому понятен тот интерес, который привлекают к себе гуминовые кислоты как возможный источник азотного питания растений.

Давно установлено (1, 2, 3, 6 и др.), что азот является конституционной частью гуминовых кислот. Он может находиться как в боковых цепях, так и в ароматическом ядре молекулы, а также в форме гумусово-аммиачных солей.

Как показывают исследования ряда авторов (Эггерц, Bertolot и Andre, Дояренко, Шмук, Рыдалевская и др.), азотистая часть гумусовых кислот по химическому строению сходна с белковыми веществами.

Почвы Карелии в отношении содержания азота в гумусовых кислотах были совсем не изучены. Нами было определено содержание азота в гуминовых и фульвокислотах, выделенных из семи различных почв Карелии. Эти данные приводятся в табл. 1, из которой видно, что гуминовые кислоты очень неоднородны по содержанию в них азота. Количество последнего в них колеблется от 2,8 до 5,2%.

Наиболее бедными азотом оказались гуминовые кислоты из лесной подстилки и гумусово-иллювиального горизонта. Это объясняется бедностью растительного опада обеих почв. Отношение углерода к азоту в лесной подстилке равно 28. На невысокое содержание азота в гуминовых кислотах из лесной подстилки указывает и Рыдалевская (5).

Значительно богаче азотом гуминовые кислоты дерново-подзолистоглеевых почв Олонецкой равнины. Травянистый состав растительных остатков, большая численность микрофлоры, освоение этих почв, а также тяжелый механический состав способствовали накоплению азота и закреплению его в гуминовых кислотах.

Обращает на себя внимание тот факт, что гуминовые кислоты (I фракция) как окультуренных почв, так и целинных содержат одинаковое количество азота. III фракция этих кислот, более прочно связанных с минеральной частью почвы, как правило, содержит меньше азота.

Особенно резкое различие в содержании азота наблюдается между гуминовыми кислотами и фульвокислотами. Так, в гуминовых кисло-

тах из подзола железистого азота содержалось 2,7%, а в фульвокислотах — всего 0,4%.

Пономарева (4) выявила в фульвокислотах из гумусово-иллювиального горизонта 1,1% азота. Это близко к полученным нами данным по содержанию азота в фульвокислотах из гумусово-иллювиального горизонта (1,2%). Исключение представляют дерново-подзолистые окультуренные почвы, находящиеся под травами (Сортавальский сортоучасток), где в фульвокислотах содержится азота больше (4,72%), чем в гуминовых кислотах (3,80).

Таблица 1

Содержание азота в различных фракциях органического вещества в % к абсолютно-сыхому беззольному веществу

Почва, угодье	Горизонт	Гуминовые к-ты		Фульво-кислоты
		I фракция	III фракция	
Подзол гумусово-железистый	A ₀	2,77	2,93	0,43
Березово-еловый лес-черничник (Кондопожский район)	B ₁	5,23	4,41	1,27
Подзол торфянистый гумусово-иллювиальный, сосновый лес V б. — долгомошник (Лоухи)	BH	2,77	3,36	2,31
Подзолистая вторично-дерновая, березовое мелколесье с хорошо развитым разнотравьем (Прионежский район)	A ₁	4,47	3,72	2,70
Подзолистая окультуренная, залежь (Прионежский район)	A _п	4,47	4,10	0,59
Дерново-подзолисто-глеевая, луг щучковый (Олонецкая равнина)	A ₁	4,95	5,04	1,59
Дерново-подзолисто-глеевая, окультуренная, травы II года (Олонецкая равнина)	A _п	4,99	3,99	1,22
Дерново-подзолистая, окультуренная, травы (Сортавальский район)	A _п	3,80	3,14	4,72

Высокое количество азота в фульвокислотах этих почв объясняется тем, что в раствор вместе с этими кислотами переходят все растворимые минеральные формы азота и азот свободных аминокислот.

Общее содержание азота в гуминовых кислотах еще не позволяет судить о подвижности азота и обеспеченности им сельскохозяйственных культур. Поэтому нами был проведен последовательный гидролиз гуминовых кислот как на холоду, так и при нагревании 0,5Н и 5% H₂SO₄ в течение 5 часов и 25% H₂SO₄ в течение 24 часов.

Данные, полученные при проведении последовательного гидролиза при нагревании, показывают, что наиболее подвижными оказались азотсодержащие соединения гуминовой кислоты из гумусово-иллювиального горизонта торфянистого подзола. Здесь весь азот гидролизировался, причем 70% его перешло в вытяжку при гидролизе 5% H₂SO₄. Такая высокая подвижность азота связана с простым строением молекул гуминовых кислот, в которых азот находится в боковых цепях и поэтому сравнительно легко отщепляется. О простом строении молекул гуминовых кислот гумусово-иллювиальных горизонтов свидетельствует пониженное содержание в них углерода (53%). Азотистые соединения гуминовых кислот из подзолистых окультуренных почв

оказались наименее подвижными (табл.2). В негидролизуемом остатке содержалось 24% азота от общего содержания в гуминовой кислоте, т. е. $\frac{1}{4}$ часть его оказалась очень прочно закрепленной в молекуле гуминовой кислоты. По-видимому, этот азот находится в циклических соединениях или соединен непосредственно с ароматическим ядром. Боковых азотсодержащих цепочек, из которых азот отщепляется легко, в молекулах гуминовых кислот из окультуренных почв находится меньше. Об этом свидетельствует повышенное содержание углерода (56—57%), говорящее о конденсированности и сложном строении гуминовых кислот.

Таблица 2

Содержание гидролизуемых и негидролизуемых форм азота в гуминовых кислотах (гидролиз при нагревании на водяной бане)

Название почв	Общий азот гуминовых кислот (%)	Гидролиз 5% H_2SO_4		Гидролиз 25% H_2SO_4		Негидролизуемый остаток	
		% азота	% от общего азота	% азота	% от общего азота	% азота	% от общего азота
Подзол гумусово-железистый A_0	2,8	1,4	50,0	0,8	29,2	0,6	18,8
Дерново-подзолисто-глеявая окультуренная A_n	5,0	3,3	66,0	1,1	22,2	0,6	11,8
Подзолистая окультуренная A_n	4,5	2,4	56,0	0,8	17,7	1,3	24,3
Подзол торфянистый гумусово-иллювиальный ВН	2,8	1,9	70,0	0,8	30,0	0	0

Азот гуминовых кислот дерново-подзолисто-глеявых почв Олонецкой равнины очень подвижен. В негидролизуемом остатке содержится только 11,8% азота, причем большая часть его гидролизуется 5% H_2SO_4 . Низкому содержанию азота в негидролизуемом остатке гуминовых кислот из почв Олонецкой равнины способствует постоянная высокая влажность почв, которая препятствует уплотнению и конденсации названных кислот, а следовательно, и более прочному закреплению в них азота.

На основании данных последовательного гидролиза 5% и 25% H_2SO_4 можно заключить, что 50—70% азотистых соединений гуминовых кислот представлены моноаминокислотами, гидролизуемыми 5% H_2SO_4 . 20—30% азотистых соединений представляют собой белковые вещества или близкие к ним продукты распада белков, которые переходят в раствор лишь при гидролизе 25% H_2SO_4 . Самую незначительную часть (10—20%) составляет азот, очень прочно закрепленный в гуминовых кислотах, не переходящий в раствор при гидролизе 25% H_2SO_4 .

Последовательный гидролиз кислотами той же концентрации, но проведенный без нагревания дал значительно меньшее количество азотсодержащих соединений, перешедших в раствор (табл. 3). Во-первых, обращает на себя внимание то, что при холодном гидролизе гуминовых кислот в негидролизуемом остатке находится до 80% азота. Лишь в гуминовых кислотах из лесной подстилки содержание азота негидролизуемого остатка несколько ниже (68%).

Во-вторых, при гидролизе 25% H_2SO_4 в течение 24 часов из всех почв гидролизуется примерно одинаковое количество азота, составля-

Таблица 3

Содержание гидролизуемых и негидролизуемых форм азота в гуминовых кислотах 1-й фракции (гидролиз проводился без нагревания)

Название почвы	Горизонт	Общее содержание азота (%)	Гидролиз 0,5% H_2SO_4		Гидролиз 5% H_2SO_4		Гидролиз 25% H_2SO_4		Негидролизуемый остаток	
			% азота	% от общего азота	% азота	% от общего азота	% азота	% от общего азота	% азота	% от общего азота
Подзол гумусово-железистый	A_0	2,77	0,181	6,6	0,364	13,1	0,330	11,9	1,895	68,4
Подзолистая вторично-дерновая	A_1	4,47	0,392	11,6	0,196	7,2	0,296	6,6	3,586	74,6
Подзолистая окультуренная	A_n	4,47	0,516	8,8	0,323	4,6	0,292	6,6	3,340	80,0
Подзол торфянистый гумусово-иллювиальный	ВН	2,77	0,182	6,6	0,182	6,6	0,275	10,0	2,131	76,8
Дерново-подзолисто-глеявая	A_1	4,95	0,433	8,8	0,495	10,0	0,280	5,9	3,742	75,3
Дерново-подзолисто-глеявая окультуренная	A_n	4,99	0,124	2,7	0,374	7,7	0,282	5,9	4,210	83,7
Дерново-подзолистая окультуренная	A_n	3,80	0,615	16,2	0,245	6,5	0,267	7,0	2,673	80,3

ющее около 0,3% от органического вещества гуминовых кислот. Это говорит об однородности строения и состава гуминовых кислот изучаемых почв.

В-третьих, наибольшая разница в содержании азота получается при гидролизе гуминовых кислот 0,5 Н H_2SO_4 , т. е. в наиболее изменчивой части азота, который может играть наибольшую роль в питании растений.

Из данных табл. 3 видно, что наибольшее количество легкогидролизуемого азота (0,62%) содержится в гуминовых кислотах из дерново-подзолистых окультуренных почв, хотя содержание его в этих кислотах здесь не самое высокое (3,8%). Это говорит о том, что некоторая часть азота находится в боковых цепях, может легко отщепляться и при недостатке минеральных форм азота использоваться микроорганизмами или высшими растениями.

Об использовании легкогидролизуемых форм азота гуминовых кислот свидетельствуют данные содержания азота в 0,5 Н вытяжки окультуренной и целинной почв Олонецкой равнины. В окультуренной почве, где микробиологические процессы протекают более активно, содержание легкогидролизуемого азота почти в четыре раза меньше, чем в целинной почве под шучковым лугом.

ВЫВОДЫ

1. Содержание азота в гуминовых кислотах почв Карелии колеблется от 2 до 5% и зависит от природных условий гумусообразования.
2. Гуминовые кислоты, прочно связанные с минеральной частью почвы (III фракция), содержат меньше азота, чем гуминовые кислоты, извлекаемые из почвы непосредственно щелочью.
3. Фульвокислоты беднее азотом, чем гуминовые.

4. Азот гуминовых кислот отличается высокой подвижностью. При гидролизе их 5% H_2SO_4 в раствор переходит до 70% общего содержания азота.

5. Количество легкогидролизуемых форм азота гуминовых кислот, которые играют наибольшую роль в питании растений, очень не постоянно и зависит от обеспеченности растений и микроорганизмов минеральными формами азота.

Институт леса
Карельского филиала
АН СССР

Поступила в редакцию
19/II 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Дояренко А. Г. Гуминовые кислоты как азотистая составная часть почвы. Изв. Московского с/х ин-та, т. 6, кн. 4, 1900.
2. Драгунов С. С., Бахтина Е. Ф. Азотистые вещества природных гуминовых кислот. Журн. прикладной химии, т. 8, № 5, 1935.
3. Драгунов С. С. Азотистые вещества гуминовых кислот. Сб. „Органо-минеральные удобрения“, Тр. НИУ, вып. 127, 1938.
4. Пономарева В. В. О методах выделения и химической природе фульвокислот. Почвоведение, № 12, 1947.
5. Рыдалевская М. Д., Терешенкова И. А. К познанию природы азотистых соединений гуминовых кислот. Уч. зап. ЛГУ, серия биол. наук, № 221, вып. 42, 1956.
6. Шмук А. А. Несколько данных к вопросу о формах азота в почвах. Журн. опытной агрономии, № 15, 1914.

И. М. НЕСТЕРЕНКО

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ ФИЛЬТРАЦИИ СЛАБОПРОНИЦАЕМЫХ ГРУНТОВ

Коэффициенты фильтрации грунтов определяются в лабораторных условиях или непосредственно в поле. Обычно отдают предпочтение полевому методу, позволяющему изучать фильтрационные свойства в ненарушенных почвогрунтах, в естественных условиях их залегания. Как известно, существует несколько способов определения фильтрации в полевых условиях. Наиболее распространенным является способ инфильтрации воды в почву (способ Болдырева). Методика проведения его разработана многими исследователями (Болдырев, Зама-рин, Биндеман, Нестеров). Большинство исследователей указывают, что этот способ дает удовлетворительные результаты в сухих однородных грунтах при глубине залегания грунтовых вод не ближе 1—2 м.

Наши экспериментальные исследования проводились на Олонецкой озерно-ледниковой равнине, для которой свойственно многочленное строение почвенного профиля. Три верхних горизонта почвогрунтов этой равнины имеют небольшую мощность, до 0,2—0,3 м каждый. Значительную мощность имеет лишь нижний горизонт, который представлен супесями, суглинками или слоистыми глинами. Оторфованная прослойка и пахотный горизонт разобщены слабопроницаемым суглинком. Из этого следует, что по способу Болдырева можно определить коэффициент фильтрации только нижнего, достаточно мощного однородного слоя при значительной глубине залегания грунтовых вод в летний период.

Однако в летние периоды 1954—1956 гг. нами были поставлены многочисленные опыты по определению коэффициента фильтрации этим способом по всем горизонтам почвогрунтов. Определение производилось следующим образом: стальной цилиндр с внутренним диаметром 35,6 см (площадь 1000 см^2) с заостренным нижним краем забивался в исследуемый грунт на глубину 8—10 см. Если между внутренней стенкой цилиндра и грунтом была щель, то грунт у стенки слегка уплотнялся, щель забивалась им или замазывалась глиной. Вода из бака поступала в цилиндр и с помощью поплавкового устройства поддерживалась на постоянном уровне (8—10 см над поверхностью почвы). Опыт длился от нескольких часов до 3 суток (в суглинках и глинах). Гидравлический градиент принимался равным 1 и коэффициент фильтрации определялся делением установившегося расхода воды на площадь фильтрации (1000 см^2), исходя из следующих соображений. При условии ненарушенности и хорошего примыкания грунта

к стенкам цилиндра вода под напором в 8—10 см прежде всего проходит путь в 8—10 см строго по вертикали. В подпахотном слабо, проницаемом суглинке, мощность которого не превышает 0,30 м заметного растекания не происходит и после выхода за пределы стенок цилиндра, так как суглинок подстилается более водопроницаемой оторфованной прослойкой и вода по кратчайшему пути, т. е. по вертикали, стремится в более проницаемый слой.

В более мощном слое слабой проницаемости или в слоях грунта средней водопроницаемости если и происходит растекание после выхода воды из цилиндра (по нашим наблюдениям — незначительное), то количество воды, идущее на смачивание большего объема грунта, равно количеству воды, прошедшей через грунт, заключенный между стенками цилиндра, которое и определяет фильтрационные свойства грунта. Результаты определений приводятся в табл. 1.

Таблица 1

Коэффициенты фильтрации исследуемых почвогрунтов (см/сек)

№ опыта	Пахотный горизонт	Подпахотный горизонт	Оторфованная прослойка		Материнская порода
			по Болдыреву	по Роте	
1	0,00200	0,00010	0,00360	0,00500	0,000065
2	0,01400	0,00200	0,00130	0,00500	0,000100
3	0,00200	0,00003	—	—	0,000045
4	0,00300	0,00140	—	—	—
5	0,00100	0,00020	0,00060	0,00085	0,000005
6	0,00070	0,00090	0,00170	0,00085	0,000005
7	0,00100	—	—	—	—
8	0,01500	—	—	—	0,000020
9	0,00400	0,00020	0,00070	0,00085	—
10	0,01800	0,00005	0,00030	—	0,000004
11	—	0,00300	—	—	—
12	0,00500	0,00100	0,00100—0,08500	—	—

Как следует из этой таблицы, для пахотного горизонта почвы получены близкие значения коэффициентов фильтрации во всех опытах и равные 0,003 см/сек (непосредственно после вспашки коэффициенты фильтрации повышаются до 0,015 см/сек, т. е. возрастают в 5 раз).

Достаточно высокие коэффициенты фильтрации имеет и оторфованная прослойка ($k_{cp} = 0,001$ см/сек). В условиях Олонекской равнины характер водного режима в значительной степени определяется проницаемостью подпахотного горизонта, что следует из многочисленных наблюдений и подтверждается результатами определения коэффициентов фильтрации. В отдельных местах подпахотный суглинок пронизан не только мелкими корнями растений, но и крупными корневыми трубками диаметром до 3 мм в количестве до 700 шт. на 1 м² (отмершие корневища хвоща). Коэффициенты фильтрации здесь высокие (0,001—0,002 см/сек), поэтому избыточные воды сравнительно легко проходят из пахотного горизонта в оторфованную прослойку. Эти земли обычно кратковременно-избыточного увлажнения (опыты

2, 4, 11 и 12). В основном на равнине подпахотные суглинки, как и ленточные суглинки и глины (материнская порода), имеют чрезвычайно низкие коэффициенты фильтрации (0,00005—0,000005 см/сек).

Для проверки значений коэффициентов фильтрации, полученных по способу Болдырева, были применены другие способы полевого определения. Весной по откосам осушителей заметен значительный приток внутрипочвенных вод по оторфованной прослойке, который замерялся с помощью специальных жестяных лотков, перехватывающих этот приток. По замеренному стоку по оторфованной прослойке и колебанию уровня грунтовых вод в ней были вычислены значения коэффициентов фильтрации по формуле, предложенной Писарьковым (5), исходя из формулы Роте: $k = \frac{CE^2}{40}$ [1].

Как видно из табл. 1, получены достаточно близкие значения k по обоим способам.

Существует еще один метод определения коэффициентов фильтрации в полевых условиях — по восстановлению воды в скважинах. Этот метод впервые был разработан за границей. Писарьков (5) указывает на следующие основные формулы:

Доната —

$$k = \frac{1,15F}{aHt} \lg \left(\frac{y_0}{y} \cdot \frac{2H-y}{2H-y_0} \right) = 16,3 \frac{r^2}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [2];$$

Хаугхаудта —

$$k = \frac{2,3r}{(H+r)t} \lg \frac{y_0}{y} \quad [3].$$

Дизеренс определял некоторую величину A , пропорциональную коэффициенту фильтрации:

$$A = \frac{1000}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [4].$$

Им же было предложено величину $\frac{\lg \frac{y_0}{y}}{t} = \text{tg} \alpha$ определять графически.

В вышеперечисленных и последующих формулах r или D — радиус или диаметр скважины; H — расстояние от уровня грунтовых вод до дна скважины; y_0 и y — расстояние от уровня грунтовых вод до откачки до уровня воды в скважине после откачки в начальный и последующие моменты времени (через t сек).

В последнее время широкое распространение этот метод определения коэффициента фильтрации получил и в СССР. Методика и вычисление коэффициентов фильтрации были разработаны Писарьковым (5), Эркиным (7, 8). В „Наставлениях гидрометеорологическим станциям и постам“ (4) и в ряде других работ (3) для определения коэффициентов фильтрации рекомендуются формула Доната с поправкой Писарькова:

$$k = 32 \frac{r^2}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [5].$$

и формула ВНИИХ (7):

$$k = \frac{r}{2,6t} \left(\lg \frac{y_0}{y} + 4 \lg \frac{3H-y}{3H-y_0} \right) \quad [6].$$

Позже Эркиным (8) была предложена вторая формула:

$$k = \frac{3,5r^2}{(H+D)t} \lg \frac{y_0}{y} \quad [7].$$

На различных опытных участках Олонецкого мелиоративного стационара было проведено большое число опытных откачек из скважин диаметром 15 и 7,5 см и смотровых колодцев квадратного сечения (15×15 см).

При откачке из смотровых колодцев коэффициенты фильтрации определялись по формулам для круглого колодца, равновеликой площади поперечного сечения (площади 225 см² соответствует $D = 17$ см).

По В. А. Аравину (6) расход из скважин „можно вычислять с достаточной точностью по формуле круглого колодца, если принять радиус последнего равным среднему из радиусов вписанной и описанной окружностей многоугольников“, т. е. в нашем случае $r = 9$ см, что мало отличается от принятого нами $r = 8,5$ см.

Средние значения коэффициентов фильтрации, вычисленных по вышеуказанным формулам, приводятся в табл. 2, где для сравнения даны значения, определенные по способу Болдырева. Результаты определений близки в пределах одного метода вычисления как по откачке из скважин, так и из смотровых колодцев, но сильно отличаются при использовании различных формул.

Формула [2] получена Донатом по известному уравнению Дюпюи для безнапорного колодца:

$$Q = \frac{\pi k (H^2 - h^2)}{\ln \frac{R}{r}} \quad [8].$$

Причем у Доната величина $a = \frac{\pi}{\ln \frac{R}{r}}$ принята постоянной и равной

0,33. Писарьков уменьшил ее в два раза, приняв равной 0,16 на основании сравнения коэффициентов фильтрации, рассчитанных по формуле Доната и стоку. Возможно, что для почвогрунтов Ленинградской области эта поправка справедлива, но коэффициент фильтрации для почвогрунтов Олонецкой равнины определен Писарьковым величиной 0,016 см/сек, безусловно завышенной, о чем говорят многочисленные определения, приведенные нами (табл. 1 и 2).

При $a = 0,16$ и $r = 7,5$ см радиус влияния скважины должен быть равным $27 \cdot 10^6$ м, что не может иметь места. В. А. Аравин и С. Н. Нумеров (1) приводят следующие значения радиуса влияния, определяемого при продолжительной откачке и установившемся расходе скважины:

- для мелкозернистых песков $R = 100-200$ м;
- для среднезернистых песков $R = 250-500$ м;
- для крупнозернистых песков $R = 700-1000$ м.

По нашим наблюдениям, в суглинистых и глинистых грунтах Олонецкой равнины влияние скважины при кратковременной откачке воды не успевает распространиться на расстояние свыше 1—1,5 м. В этом случае $a = 1,1$ и формула Доната приобретает вид:

$$k = \frac{5r^2}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [9].$$

При откачке в оторфованной прослойке радиус влияния достигает 10—15 м и множитель в формуле Доната должен быть уменьшен в два раза, т. е.

$$k = \frac{8,2r^2}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [10].$$

Таблица 2

Коэффициенты фильтрации, вычисленные по различным формулам (см/сек)

№ опыта	По методу откачки из скважин						По способу Болдырева	$\frac{CE^2}{K} = \frac{40}{K}$	Примечание
	Донат $K = 16,3 \frac{r^2}{H} \lg \frac{y_0}{y}$	Писарьков $K = 32,6 \frac{r^2}{H} \lg \frac{y_0}{y}$	Эркин $K = 0,8 r \lg \frac{y_0}{y}$	Эркин $K = \frac{3,5 r^2}{H+D} \lg \frac{y_0}{y}$	Хаугхаудт $K = \frac{2,3 r}{H+r} \lg \frac{y_0}{y}$	$K_{\text{ср.}} = 5 \frac{r^2}{H} \lg \frac{y_0}{y}$ $K_{\text{отрф.}} = 8,2 \frac{r^2}{H} \lg \frac{y_0}{y}$			
1	0,000140	0,000280	0,000070	0,000026	0,000022	0,000035	0,000065	—	см. колодцы
2	0,000140	0,000280	0,000070	0,000026	0,000025	0,000034	0,000045	—	скважина, $D = 15$ см
3	0,000150	0,000300	0,000045	0,000030	0,000025	0,0000100	—	—	скважина, $D = 7,5$ см
4	0,000160	0,000320	0,000035	0,000022	0,000025	0,0000070	—	—	см. колодцы
5	0,000130	0,000260	0,000050	0,000022	0,000025	0,0000120	—	—	см. колодцы
6	0,000130	0,000270	0,000040	0,000026	0,0000050	—	—	—	скважина, $D = 7,5$ см
7	0,000015	0,000030	0,000005	0,000003	0,0000004	0,000002*	0,000005	0,0006	*при $t_0 = 30$ см
8	0,000100	0,000200	0,000050	0,000020	0,0000016	—	0,000020	—	—
9	0,014000	0,028000	0,002000	0,002000	0,0002000	—	0,003000	0,0030	—
10	0,100000	0,200000	0,020000	0,010000	0,0010000	0,0015000	—	0,0030	—

Приведенные выше значения R , наблюдаемые при непродолжительных откачках, показывают, что влияние скважины в слабо фильтрующих грунтах не успевает распространиться на значительное расстояние. Более того, у самой скважины понижение незначительно, заметно поступление воды по ее стенкам выше уровня воды, т. е. кривая депрессии не сопрягается с уровнем воды в скважине, что у некоторых авторов вызывает сомнение в правильности применения уравнения Дюпюи для определения коэффициентов фильтрации (3,7). Аравин и Нумеров (1) по этому поводу пишут: „Если, как показывают экспериментальные исследования, кривая депрессии близ безнапорного колодца сильно отклоняется от теоретической, то в пределах точности этих исследований фильтрационный расход не отличается от теоретического, вычисленного по формуле... [7]. Поэтому вывод Доната следует считать теоретически обоснованным и формула для определения коэффициента фильтрации применима в общем виде:

$$k = \frac{5,4r^2}{aHt} \lg \frac{y_0}{y} \quad [11].$$

С учетом влияния скважин по формулам [9], [10] были подсчитаны коэффициенты фильтрации, приводимые в табл. 2. Они хорошо согласуются с данными, полученными по способу Болдырева, а также рассчитанными по внутрипочвенному стоку по оторфованной прослойке (опыт 9). В опыте 7 откачка производилась из слабоводопроницаемых ленточных глин. В последней графе приводится значение коэффициента фильтрации для оторфованной прослойки, рассчитанного по дренажному стоку и равного коэффициенту фильтрации, вычисленному по Болдыреву (табл. 1, опыт 5).

Сомнение может вызвать правильность применения формулы [9] в тонкослоистых грунтах. В том случае, когда грунт представлен чередующимися слоями супеси или песка и суглинка или глины и вода в прослойках супеси или песка находится под некоторым напором, расход из каждой прослойки может быть подсчитан по формуле Дюпюи для дебита скважин в условиях напорных вод:

$$Q = \frac{2k\pi mS}{\ln \frac{R}{r}} \quad [12],$$

где m — мощность напорного пласта;

S — понижение уровня воды при откачке.

Если суммарная мощность фильтрующих прослоек составляет некоторую часть величины H , равную βH , то при понижении уровня воды в скважине на y можно составить уравнение:

$$-F \frac{dy}{dt} = \frac{2\pi k \beta H y}{\ln \frac{R}{r}}.$$

Подставив величину $F = \pi r^2$ и интегрируя, приняв при $t = 0$, $y = y_0$ получаем:

$$k = \frac{r^2 \ln \frac{R}{r}}{2\beta H t} \ln \frac{y_0}{y} = \frac{1,15r^2 \ln \frac{R}{r}}{\beta H t} \lg \frac{y_0}{y}.$$

Или, если учесть, что при непродолжительности откачки в слоистых слабофильтрующих грунтах влияние скважины распространяется на расстояние $R = 1,5$ м при диаметре скважины 15–20 см, то

$$\ln \frac{R}{r} \approx 3,0 \text{ и } k = \frac{3,45r^2}{\beta H t} \lg \frac{y_0}{y} \quad [13].$$

Для слоистых грунтов Олонецкой равнины (опыты 7,8) $\beta \approx 0,5$, тогда

$$k = \frac{6,9r^2}{Ht} \lg \frac{y_0}{y} \quad [14].$$

т. е. полученные по формуле [9] значения коэффициентов фильтрации для слоистых грунтов должны быть увеличены незначительно — в 1,4 раза.

Авторы второй группы формул [3, 6 и 7] непосредственно исходят из того, что депрессионная кривая вокруг скважины почти не выражена и ею можно пренебречь.

Хаугхаудт принимал движение воды через стенки скважины горизонтальным и давление воды в каждый момент равным $y/2$, а давление через дно равным y , откуда и получено им уравнение [3]. Следует уточнить, однако, величину давления, распределяемого по стенке скважины. Необходимо выделить не две, а три зоны давления.

До уровня воды в скважине давление изменяется от 0 до y и равно в среднем $y/2$. Во II зоне — от уровня воды в скважине до дна скважины оно постоянно и равно y . В III зоне давление на дно скважины — y . Тогда за небольшой промежуток времени dt приход воды в скважину будет:

$$\pi r^2 \frac{dy}{dt} = k \frac{y}{2} y 2\pi r + ky(H-y) 2\pi r + ky\pi r^2 \quad [15].$$

$$\frac{dy}{dt} = \frac{k}{r} (2yH + ry - y^2).$$

Разделяя переменные и интегрируя, получаем

$$k = \frac{2,3r}{(2H+r)t} \lg \left(\frac{y_0}{y} \cdot \frac{2H+r-y}{2H+r-y_0} \right) \quad [16].$$

Донат для упрощения принял

$$\lg \left(\frac{y_0}{y} \cdot \frac{2H-y}{2H-y_0} \right) = m \lg \frac{y_0}{y} \text{ и } m = 1,5.$$

Подсчеты показали, что это же упрощение можно сделать и в формуле [16]. Тогда

$$k = \frac{3,5r}{2H+r} tga \quad [17].$$

Однако как по формуле 3, так и 17 в слабопроницаемых грунтах получаются значения коэффициентов фильтрации в десятки и даже сотни раз меньше по сравнению с рассчитанными по другим формулам и способам. Это в некоторой степени объясняется следующим. Полубаринова-Кочина (6) пишет: „В плотных глинах и тяжелых суглинках, в которых вода содержится в молекулярно-связанном виде, явление фильтрации возникает лишь тогда, когда градиент напора превышает некоторое значение i_0 , называемое начальным градиентом. В этом случае уравнение $v = -k \frac{dh}{ds}$ заменяется таким: $v = -k \left(\frac{dh}{ds} - i_0 \right)$. Для очень плотных глин i_0 может достигать значений, равных 20–30“ (стр. 28).

Наблюдения в суглинистых и глинистых грунтах Олонецкой равнины показывают, что скорость восстановления воды в скважинах после откачки при достижении уровня на 20–30 см ниже первоначального резко замедляется. Это хорошо видно при построении зависимости

изменения $\lg \frac{y_0}{y}$ во времени для нахождения величины $tga = \frac{\lg \frac{y_0}{y}}{t}$

(рис.). Первоначально точки располагаются по прямой, но при величине $y = 20-30$ см они резко отклоняются от нее. Следовательно, необходимо учитывать величину начального градиента.

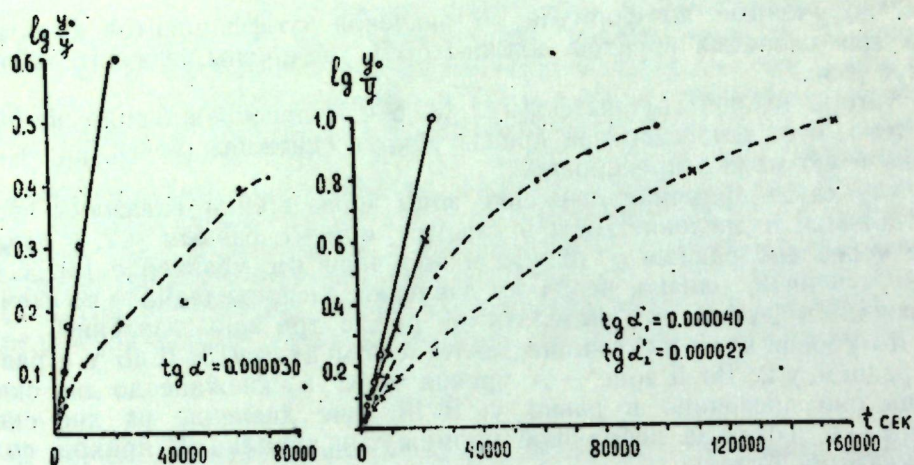


Рис. Графики зависимости изменения $\lg \frac{y_0}{y}$ во времени
— при учете начального градиента напора i_0 ;
--- без учета начального градиента напора i_0 .

Допустим, что в слабопроницаемых грунтах для возникновения фильтрации необходим начальный градиент i_0 . Тогда в предыдущем выводе необходимо соответственно уменьшить величину давления на i_0 :

$$-\frac{dy}{dt} = \frac{k}{r} [(y - i_0)y + 2(y - i_0)(H - y) + r(y - i_0)] = \frac{k}{r} (y - i_0)(2H + r - y).$$

Разделяя переменные и интегрируя, получим

$$k = \frac{2.3r}{(2H + r - i_0)t} \lg \left(\frac{y_0 - i_0}{y - i_0} \cdot \frac{2H + r - y}{2H + r - y_0} \right). \quad [18]$$

При $i_0 = 0$ формула [18] переходит в формулу [16].

$$\text{Принимая } \lg \left(\frac{y_0 - i_0}{y - i_0} \cdot \frac{2H + r - y}{2H + r - y_0} \right) = 1.5 \lg \frac{y_0 - i_0}{y - i_0}.$$

$$\text{получим } k = \frac{3.5r}{2H + r - i_0} \cdot \frac{\lg \frac{y_0 - i_0}{y - i_0}}{t} = \frac{3.5r}{2H + r - i_0} \text{tg} \alpha'. \quad [19].$$

Как показали расчеты, коэффициенты фильтрации, вычисленные по формуле [19], в 3—5 раз выше полученных по формуле Хаугхаудта и близки к значениям, найденным по формулам [7, 19 или 10], особенно в том случае, когда откачка производится на небольшую глубину — до 0,5 м (табл. 2). Величина начального градиента после анализа большого числа графиков $\left[\lg \frac{y_0}{y} = f(t) \right]$ принималась равной

20 см. Точки значений $\lg \frac{y_0 - i_0}{y - i_0}$ легли теперь по прямой (рис.).

Однако, следует отметить, что и формула [19] дает заниженные по

сравнению с другими методами величины коэффициентов фильтрации. Очевидно, следует ввести некоторый постоянный для каждого грунта коэффициент пропорциональности, уточняющий зависимость скорости фильтрации от давления.

Для торфа по формулам [3 и 19] получены значения коэффициента фильтрации, близкие к рассчитанному по Роте (табл. 2, опыт 10).

Формулы [6 и 7] Эркина выведены также для слабопроницаемых грунтов, в которых воронка депрессии не успевает образоваться.

Следует отметить, что формула [6] может быть значительно упрощена. Сумма логарифмов в ней при незначительной глубине откачки $H = 0.5-1.0$ м может быть заменена, как показали расчеты, через

$$\lg \frac{y_0}{y} + 4 \lg \frac{3H - y}{3H - y_0} = 2.15 \lg \frac{y_0}{y}.$$

Тогда формула [6] для проведения графического расчета примет вид:

$$k = 0.8 r \text{tg} \alpha \quad [20].$$

Таким образом, по имеющимся у нас данным для определения коэффициентов фильтрации методом восстановления воды в скважинах можно рекомендовать следующие формулы.

1. В слабопроницаемых грунтах при величине $H = 0.5-1.0$ м формула Доната в общем виде [11]: $k = \frac{5.4 r^2}{a H t} \lg \frac{y_0}{y}$ или более упрощенная формула Эркина [20]: $k = \frac{0.8 r}{t} \lg \frac{y_0}{y}$.

2. В слабопроницаемых грунтах при H до 0,5 м и величине начального градиента i_0 до 0,2 м, когда трудно по вышеприведенным формулам найти $\text{tg} \alpha = \frac{\lg \frac{y_0}{y}}{t}$ ввиду разбросанности точек —

$$k = \frac{3.5 r}{2H + r - i_0} \text{tg} \alpha'.$$

Вышеприведенная формула дает хорошие результаты при вычислении коэффициентов фильтрации в торфах.

3. В тонкослойных грунтах (ленточные супеси, суглинки или глины) — формула [13]: $k = \frac{3.45 r^2}{\beta H t} \lg \frac{y_0}{y}$.

Сектор болотоведения и лесной
мелиорации Института леса
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
17/IV 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Аравин В. А., Нумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформируемой среде. М., 1952.
2. Гармонов И. В., Лебедев А. В. Основные задачи по динамике подземных вод. Госгеолгиздат, 1952.
3. Иванов К. Е. Гидрология болот. Гидрометеониздат, 1953.
4. Наставления гидрометеорологическим станциям и постам. Вып. 8, 1955.
5. Писарьков Х. А. Сравнительная оценка некоторых способов определения коэффициентов фильтрации. Материалы по поднятию производительности сельскохозяйственных земель посредством мелиорации, вып. II, гидротехнический сб., 1937.
6. Полубаринова-Кочина П. Я. Теория движения грунтовых вод. М., 1952.
7. Эркин Г. Д. Определение водопроницаемости заболоченных почв в полевой обстановке. Почвоведение, № 5, 1937.
8. Эркин Г. Д. Водопроницаемость болот в связи с их осушением. Минск, 1940.

Ф. И. АКАКИЕВ

ЗНАЧЕНИЕ ФЕНОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ ЕЛИ ДЛЯ МАССОВОЙ СЕЛЕКЦИИ В УСЛОВИЯХ ЮЖНОЙ КАРЕЛИИ

Одна из основных лесообразующих пород Карелии — ель европейская (*Picea abies* (L.) Karst., *P. excelsa* Link.), как известно, сильно варьирует и в пределах своего ареала представлена множеством форм, относящихся к разнообразным таксономическим единицам. Особое место занимают формы ели, различающиеся сроками начала вегетации: рано- и познораспускающаяся, иногда называемые фенологическими. Впервые эти формы были описаны Бекманом в 1777 г. и, как позднее доказано опытами, являются наследственными (3, 4, 5, 6). Кроме ели, такие формы известны у дуба, ясеня и осины. Изучением рано- и познораспускающейся форм ели занимались многие исследователи и по данному вопросу опубликовано несколько работ, причем о хозяйственном значении этих форм высказаны прямо противоположные мнения.

Наши исследования проводились с целью выяснения лесохозяйственного значения рано- и познораспускающихся елей в условиях южной Карелии. В задачу исследований входило изучение некоторых биологических особенностей и определение лесоводственных свойств этих форм. Мы исходили из предпосылки, что глубокие физиологические различия, имеющие наследственный характер и проявляющиеся в сроках начала вегетации деревьев, должны в какой-то мере отражаться на их лесоводственных свойствах.

Для решения поставленных задач в мае-июне 1955 г. в Южном Петрозаводском и Виданском лесничествах Петрозаводского лесхоза в наиболее распространенном типе леса — ельнике-черничнике было заложено восемь опытных участков в средневозрастных, приспевающих и спелых насаждениях. На этих участках все ели одного поколения (в пределах класса возраста), не затененные другими деревьями, были занумерованы. Всего было занумеровано 892 дерева. Кроме того, наблюдения проводились в 16—18-летнем молодняке в условиях ельника-черничника (120 елей).

На опытных участках в течение 1955—1957 гг. проводились фенологические наблюдения за характером распускания почек, а также цветением ели. На основании этих наблюдений получены данные о формовом составе ели по фенологическому признаку, а также установлен характер связи между этими формами и окраской молодых женских шишек. Это последнее было необходимо потому, что ранораспускающаяся ель иногда считают синонимом красношишечной, познораспускающаяся — зеленошишечной. Выяснилось, что в данном

типе леса популяция ели в среднем состоит из 48% ранораспускающейся формы, 35% — промежуточной и 17% — познораспускающейся. Соотношение процента елей разных форм по отдельным участкам варьирует незначительно. Наблюдениями было установлено, что окраска шишек на изучаемых нами формах ели сильно варьирует: между двумя крайними цветами — зеленым и красным — имеется ряд переходных оттенков. Приняв количество деревьев с красной, переходной и зеленой окраской шишек каждое за 100% и сопоставив этот морфологический признак со сроками начала вегетации, мы получили следующие данные (табл. 1).

Таблица 1

Связь между сроками начала вегетации елей и окраской их шишек

Окраска шишек	Индекс по шкале Бондарцева (1)	Распределение деревьев по срокам начала вегетации (%)		
		ранораспускающихся	промежуточных	познораспускающихся
Красная	м5+ д1	54	34	12
Переходная	—	43	41	16
Зеленая	63	36	37	27

Анализ данных табл. 1 показывает, что связь между сроками начала вегетации елей и окраской шишек выражена слабо.

Определение лесоводственных свойств фенологических форм ели проводилось путем анализа модельных деревьев. В качестве последних во всех случаях подбирались деревья, близкие к средним для данного древостоя, произраставшие недалеко одно от другого, но явно различавшиеся в сроках начала вегетации.

Поскольку древостой естественного происхождения генетически неоднородны, при исследовании их приходится основываться на средних данных из многочисленных наблюдений. В целях выяснения степени достоверности выводов, полученных в результате сравнительных наблюдений, вычисляются соответствующие статистические показатели. Материалы наших наблюдений, касающиеся определения лесоводственных свойств изучаемых форм ели, обработаны с использованием методов математической статистики.

ВЕГЕТАЦИОННЫЙ ПРИРОСТ ФЕНОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМ ЕЛИ В ВЫСОТУ

Особенность ели рано или поздно начинать вегетацию весьма важна в условиях Карелии, где вегетационный период сравнительно короткий и метеорологические условия часто складываются чрезвычайно неблагоприятно для роста этой породы — большая вероятность поздних весенних заморозков. С целью определения динамики роста верхушечных побегов елей, характеризующихся различными сроками начала вегетации, в течение 1955—1957 гг. были проведены наблюдения за ростом в высоту отдельно стоящих 16—18-летних елей. Высота этих елей к моменту начала наблюдений была от 1 до 1,5 м.

Из 120 занумерованных елей 45 оказались ранораспускающимися, 21 — познораспускающейся и 54 — промежуточными.

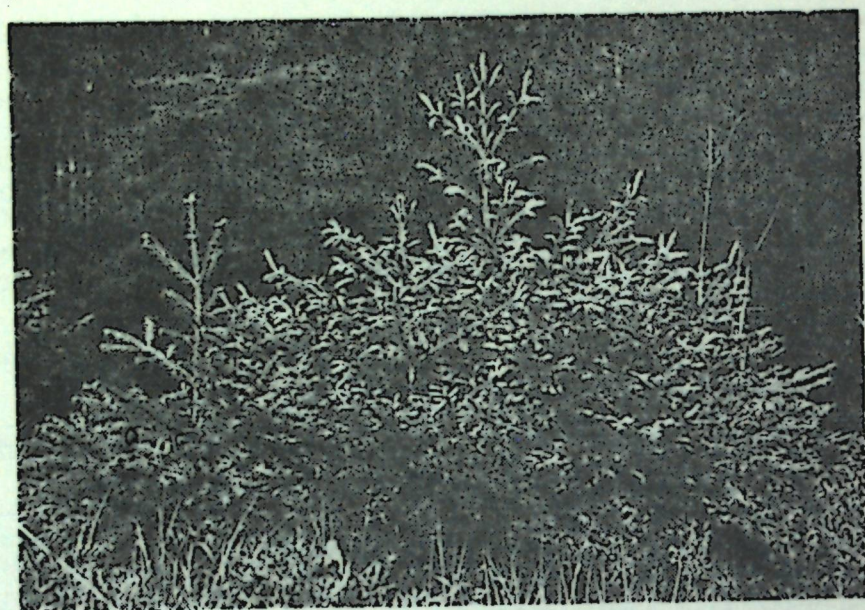


Рис. 1. Ели, различающиеся сроками начала вегетации. Справа две ели с молодыми побегами — ранораспускающиеся; слева — поздно-распускающаяся.

Наблюдения показали, что в весеннем разворачивании заложенных в почке элементов побега различаются две фазы. Начало первой характеризуется набуханием и медленным увеличением почки. Продолжительность этой фазы зависит от климатических элементов отдельных лет и длится от 10 до 25 дней. Затем, когда длина почки достигает в среднем 15 мм (в зимнем состоянии около 7 мм), наступает вторая фаза — лопаются почечные покровы, и побег выходит наружу. Наступление этой фазы является основным формоопределяющим признаком при выделении фенологических форм ели и практически легко уловимо (рис. 1).

Как в сроках начала набухания почек, так и появления молодых побегов у отдельных елей существует большая разница. Ели, у которых начинается набухание почек раньше, раньше дают молодые побеги, и наоборот. Однако характерно, что чем позже начинается набухание почек, тем быстрее оно протекает. Так, интервал между началом набухания почек и выходом побегов наружу у самых ранних елей равнялся 19—20, поздних — 10—11 дням (табл. 2).

Таблица 2

Средние сроки разворачивания верхушечных побегов ели в 1955—1957 гг.

Фаза	Форма ели								
	ранораспускающаяся			промежуточная			позднораспускающаяся		
	1955	1956	1957	1955	1956	1957	1955	1956	1957
Начало набухания почек	20/V	18/V	14/V	28/V	27/V	26/V	6/VI	5/VI	5/VI
Появление молодых побегов	7/VI	2/VI	4/VI	12/VI	9/VI	10/VI	18/VI	15/VI	16/VI

После появления побега рост его вначале довольно медленный, затем постепенно усиливается и через 15—20 дней достигает максимума, после чего наблюдается постепенное падение, а в конце второй или начале третьей декады июля полное его прекращение. Динамика роста верхушечных побегов сопоставляемых форм ели в 1955—1957 гг. представлена на графиках (рис. 2). Наблюдения показали, что эти формы в 1955 и 1957 гг. в среднем характеризовались одинаковым приростом в высоту. Обращает внимание резкое падение прироста ранораспускающейся формы в 1956 г. Это падение прироста произошло вследствие повреждения заморозком (30/V) только что тронувшихся в рост верхушечных побегов, причем у 12 экземпляров они погибли. В случае гибели верхушечного побега вместо него получает развитие один или несколько из боковых побегов, но прирост таких елей оказывается крайне незначительным. Характерно, что в 1956 г. ели двух других форм благодаря более позднему распусканию почек не претерпели никаких повреждений от заморозка. Молодые ели, верхушечные побеги которых в течение нескольких лет побиваются заморозками, имеют малый прирост в высоту и значительно позднее вырастают за пределы досягаемости заморозков. Вследствие частых повреждений верхушечного побега и усиленного роста боковых побегов эти ели принимают шаровидную форму. Последние, в особенности на открытых местах, встречаются довольно часто, причем большинство из них являются ранораспускающимися.

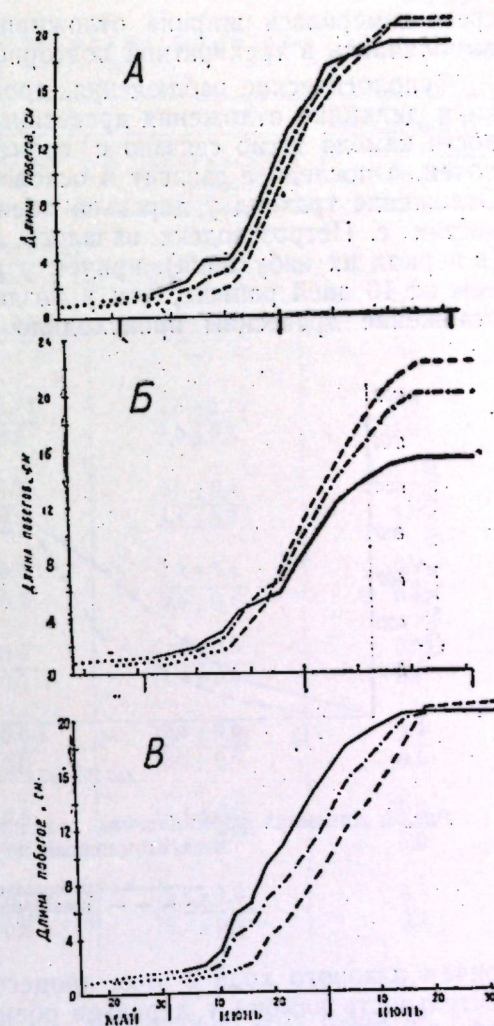


Рис. 2. Динамика роста побегов ели в высоту в вегетационный период 1955 (А), 1956 (Б) и 1957 (В) гг.

— ранораспускающаяся;
- - - промежуточная;
... - - - позднораспускающаяся.

ФОРМИРОВАНИЕ ГОДИЧНОГО КОЛЬЦА

Наблюдения за формированием годичного слоя древесины производились так: периодически с помощью насечки брались образцы древесины с растущих деревьев с последующим изготовлением торцовых срезов и исследованием их под микроскопом.

В качестве подопытных было выбрано по пять рано- и позднораспускающихся елей. Исследование проведено в 1957 г. Образцы брались регулярно через 10 дней с 19 мая до 8 сентября. На каждом

срезах измерялась ширина отложившихся рядов трахенд. Измерения выполнялись в трехкратной повторности (на трех радиальных линиях).

Фенологические наблюдения, проводившиеся параллельно с изучением динамики отложения древесины, показали, что начало деятельности камбия тесно связано с временем разворачивания вегетативных почек, а последнее зависит в основном от хода весеннего потепления. Отложение трахенд у деревьев обеих форм ели в 1957 г. в окрестностях г. Петрозаводска началось до раскрытия вегетативных почек (в период их набухания), причем у ранораспускающихся елей в среднем на 10 дней раньше, чем у позднораспускающихся. В дальнейшем отложение древесины происходило с той или иной интенсивностью,

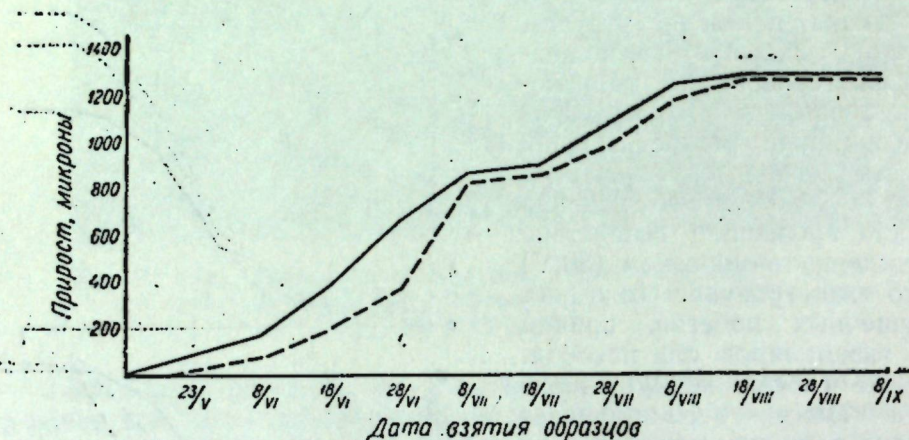


Рис. 3. Динамика формирования годичного слоя ели в ельнике-черничнике в вегетационный период 1957 г.

— ранораспускающаяся;
- - - - - позднораспускающаяся.

причем плавного хода в этом процессе не наблюдалось. Прекратилась деятельность камбия у деревьев обеих форм в конце июля или в первой декаде августа. В среднем обе формы ели характеризовались одинаковой величиной вегетационного прироста (рис. 3). Следовательно, камбий позднораспускающихся елей отличается более интенсивной деятельностью.

ХОД РОСТА В ВЫСОТУ И ТОЛЩИНУ

Констатируя некоторое различие в вегетационном приросте в высоту фенологических форм ели, можно предполагать, что ход роста этих форм, по крайней мере, в первые десятилетия должен быть различным. Относительно скорости роста этих форм ели выводы исследователей противоречивы. Так, Мюнх и Ромедер, приводя экспериментальные данные, указывают на большую продуктивность позднораспускающихся елей, тогда как Реус и Шишков утверждают обратное. С целью определения хода роста изучаемых форм ели производился анализ стволов 105 модельных деревьев (по 35 деревьев каждой формы). Работа выполнялась по методике, применяемой в лесной таксации. Данные анализа стволов представлены в табл. 3.

Из табл. 3 видно, что деревья разных фенологических форм, произрастающая в одинаковых условиях, в первые два десятилетия обнаруживают определенное математически достоверное различие в ходе

Таблица 3

Ход роста фенологических форм ели
в высоту и толщину

Возраст (лет)	Форма ели			Достоверность разницы между А и Б.
	А. Ранорас- пускающаяся	Б. Промежуточ- ная	В. Позднораспу- скающаяся	
	Высота (м) Диаметр на высоте груди (см) ($M \pm m$)			
10	$0,7 \pm 0,04$	$0,8 \pm 0,03$	$0,9 \pm 0,04$	3,5
20	$1,8 \pm 0,14$ $1,2 \pm 0,3$	$2,0 \pm 0,14$ $1,5 \pm 0,2$	$2,5 \pm 0,16$ $2,0 \pm 0,3$	3,3 1,9
30	$4,2 \pm 0,3$ $4,6 \pm 0,4$	$4,3 \pm 0,3$ $4,9 \pm 0,3$	$5,0 \pm 0,3$ $5,4 \pm 0,3$	1,8 1,6
40	$7,2 \pm 0,5$ $8,2 \pm 0,5$	$7,4 \pm 0,4$ $8,2 \pm 0,4$	$7,8 \pm 0,4$ $8,6 \pm 0,4$	0,9 0,6
50	$10,2 \pm 0,5$ $11,3 \pm 0,5$	$10,4 \pm 0,6$ $11,4 \pm 0,5$	$10,6 \pm 0,6$ $11,4 \pm 0,5$	0,5 0,1
60	$12,5 \pm 0,6$ $13,9 \pm 0,5$	$12,6 \pm 0,6$ $13,9 \pm 0,6$	$12,8 \pm 0,6$ $13,8 \pm 0,6$	0,4 0,1
70	$13,9 \pm 0,7$ $16,3 \pm 0,7$	$13,9 \pm 0,5$ $16,1 \pm 0,7$	$14,1 \pm 0,6$ $16,3 \pm 0,7$	0,2 0,0
80	$15,4 \pm 0,8$ $18,6 \pm 0,9$	$15,6 \pm 0,7$ $18,4 \pm 0,8$	$15,8 \pm 1,0$ $18,2 \pm 0,9$	0,3 0,3

роста в высоту. Разницы в росте по диаметру у этих форм не выявлено. Представляется вероятным, что высота ранораспускающихся елей в первые десятилетия оказывается ниже потому, что они в этом возрасте значительно чаще повреждаются весенними заморозками и вследствие этого отстают в росте.

СЕМЕННАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ И КАЧЕСТВО СЕМЯН

Вопрос о репродуктивной способности рано- и позднораспускающейся форм ели является открытым. Так, Мюнх (4) полагает, что эти формы плодоносят не в одни и те же годы, но в урожайные годы энергия плодоношения может быть одинаковой. Шишков (2) считает, что ранораспускающаяся форма характеризуется более обильным плодоношением.

Для определения энергии плодоношения сопоставляемых форм ели нами производился пересчет количества шишек с помощью бинокля. Оказалось, что в среднем все формы ели характеризуются одинаковой урожайностью, но число шишек на отдельных деревьях в пределах каждой формы колеблется в очень широких пределах. Необходимо отметить, что в 1955 г. урожай шишек ели был ниже среднего (в среднем 17 шт. на плодоносящее дерево), в 1956 г. шишек на

плодоносящих деревьях было больше (в среднем около 30 шт.), хотя количество таких деревьев несколько уменьшилось. 1957 год являлся абсолютно неурожайным.

В 1956 г. было выбрано 54 модельных дерева (по 18 от каждой формы) и отдельно с каждого собраны шишки. Средняя длина шишек, выход семян, их вес (100 шт.) и полнотелость в среднем для всех форм характеризовались одинаковыми показателями. Посевные качества определялись путем проращивания семян в приборах Либенберга и в вегетационных сосудах с песком. Наблюдения за прорастанием семян показали, что средний процент всхожести семян сопоставляемых форм ели практически одинаков, тогда как период покоя и энергия прорастания весьма различны (рис. 4). При проращивании

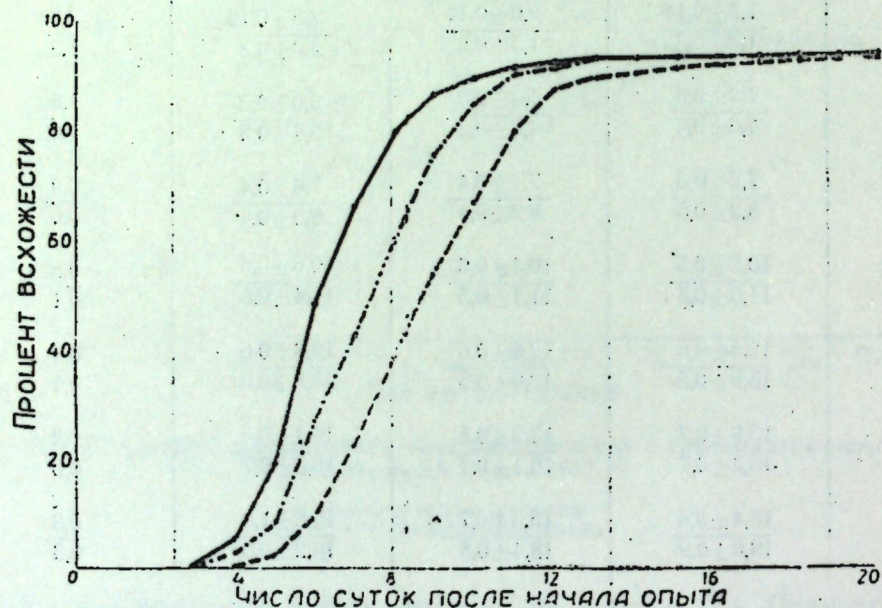


Рис. 4. Энергия прорастания семян фенологических форм ели.

— ранораспускающаяся;
 - - - - - промежуточная;
 - · - · - - поздне­распускающаяся.

семян в приборах Либенберга и в вегетационных сосудах наблюдалась одна и та же закономерность: семена ранораспускающихся елей характеризовались меньшим периодом покоя и более высокой энергией прорастания, нежели семена поздне­распускающихся; промежуточная форма занимала среднее положение. Можно предполагать, что эти свойства семян обусловлены наследственными особенностями форм ели и имеют весьма существенное значение в репродукции этой породы.

Анализируя данные, полученные в результате наблюдений, и литературу по интересующему вопросу, следует признать, что особенность ели начинать вегетацию рано или поздно весной, также как и продуцировать красные или зеленые шишки, не связана с условиями существования в южной Карелии. Объяснение этим фактам, по-видимому, следует искать в предшествующей эволюционной истории ели и различие в индивидуальном развитии рано- и поздне­распускающихся елей, наблюдаемое в настоящее время, есть отражение этой истории. Вероятно, благодаря тому, что предки этих форм имели различную

эволюционную историю, последние отличаются друг от друга временем начала вегетации. Это различие, по-видимому, есть результат того, что физиологические реакции у рано- и поздне­распускающихся елей, которые происходят в клетках меристематических тканей и предшествуют началу вегетации, способны протекать при различных условиях внешней среды, в частности, термических. Можно высказать предположение, что предками ранораспускающейся формы были высокогорные ели, поздне­распускающейся — долинные. Высокогорная ель обладает относительно целесообразным свойством: способна вегетировать при температурах значительно более низких, нежели долинная. Кроме того, как доказано опытами, при температурах немного выше $+7^{\circ}\text{C}$ семена высокогорных елей прорастают энергичнее, чем долинных. Представляется вероятным, что это обстоятельство — требование различных температур для прорастания семян и вегетации — играло решающую роль при расселении высокогорной и долинной ели после отступления ледника. Благодаря способности вегетировать при сравнительно низких температурах высокогорная ель начала расселение раньше и оказалась более устойчивой в субарктическое время. Она приобрела господствующее положение потому, что была в состоянии использовать для своего роста и размножения суровые почвенно-климатические условия, существовавшие в тот период.

В настоящее время, согласно нашим данным, в южной Карелии в составе еловых древостоев процент участия ранораспускающихся елей почти в три раза выше, чем поздне­распускающихся. Можно предполагать, что такое соотношение этих форм находится в зависимости, по крайней мере, от двух факторов. Во-первых, вероятно, ранораспускающаяся ель расселилась здесь раньше поздне­распускающейся; во-вторых, наследственные свойства семян ранораспускающейся ели (меньший период покоя и значительно большая энергия прорастания) обеспечивают ей преобладание в древостоях.

На основании приведенных наблюдений и исследований можно прийти к заключению, что формы ели, выделяемые по фенологическому признаку, имеют неодинаковое хозяйственное значение. В условиях ельника-черничника поздне­распускающаяся ель, благодаря несколько передвинутomu началу вегетации, в молодом возрасте значительно реже повреждается весенними заморозками и поэтому растет быстрее, формируя более прямые, менее сбежистые и менее суковатые стволы, нежели ранораспускающаяся.

При создании чистых культур на открытых площадях, а также в морозобойных местоположениях предпочтение следует отдавать поздне­распускающейся ели. В этих условиях культуры из семян ранораспускающейся ели могут быть неудачными: их сеянцы побиваются утренниками. Однако в условиях сухих местообитаний (при пересеченном рельефе) более высокая энергия прорастания семян ранораспускающейся ели может иметь весьма положительное значение. В этих условиях весной, после того как сойдет снег, верхний слой почвы быстро подсыхает и только более раннее и дружное появление всходов может обеспечить успешность культур.

Эти же закономерности следует учитывать при оставлении еловых обсеменителей на сплошных вырубках.

При реконструкции лиственных молодняков и создании культур ели путем посева семян в более благоприятных местоположениях, по-видимому, нет оснований отдавать предпочтение той или иной фенологической форме. Вероятно, наличие в популяции различных форм обеспечивает ей наибольшую устойчивость. Однако следует иметь в виду, что

при посеве семенами валового сбора процент участия ранораспускающихся елей в составе будущего насаждения будет выше, так как в древостоях, где производится сбор семян, эта форма господствует и к тому же семена ее благодаря меньшему периоду покоя и большей энергии прорастания способны дать более дружные всходы.

ВЫВОДЫ

1. При разрешении проблемы повышения продуктивности еловых насаждений в Карелии, наряду с другими мероприятиями, следует применить массовую селекцию, используя формы ели, наиболее отвечающие конкретным условиям местопроизрастания.

2. В связи с необходимостью дифференцированного использования семян рано- и поздораспускающейся форм ели в зависимости от условий места произрастания семенные участки для этих форм следует закладывать отдельно.

Институт леса
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
15/XII 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Бондарцев А. С. Шкала цветов. Изд. АН СССР, 1954.
2. Шишков И. И. К вопросу о формах ели. Тр. ЛТА, № 73, 1956.
3. Münch E. Die Knospenentfaltung der Fichte und die Spätfrostgefahr. Allgemeine Forst- und Jagdzeitung, 1923.
4. Münch E. Weitere untersuchungen über Erüch- und Spätfichte. Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen, H. 3, 1928.
5. Reuss. Wesen Eigenschaften und wirtschaftliche Bedeutung der früh- und spätreibende Fichtenform. Centralblatt für das gesamte Forstwesen, H. 1, 1928.
6. Rohmder E. Die Verbund der Austreibzeit bei Fichteneinzelstämmen. Forstwissenschaft. Cbl. Jg., 67, 1948.

Г. Е. ПЯТЕЦКИЙ

ВЛИЯНИЕ УРОВНЯ ГРУНТОВЫХ ВОД И ТЕМПЕРАТУРЫ НА РОСТ МОЛОДНЯКОВ ЕЛИ

Одним из основных факторов, влияющих на рост молодняков ели, является уровень стояния грунтовых вод. Изучение этого вопроса имеет весьма важное значение для выяснения требования леса к воде, процессов заболачивания и разболачивания сплошных вырубок. Известно, что рост леса, его производительность зависят от глубины грунтовых вод. В свою очередь, лес оказывает влияние на понижение уровня грунтовых вод. С вырубкой древостоя влияние леса на грунтовые воды прекращается, в связи с чем происходит подъем воды в почве (1, 4, 10, 11). В ней создается избыточное увлажнение, которое ухудшает рост хвойного молодняка на вырубке.

Изучение влияния глубины стояния грунтовых вод на рост леса важно еще и с точки зрения накопления данных для различных естественно-географических районов, которые могут послужить исходным материалом для расчета осушительной сети, так как в зависимости от метеорологических условий, района исследований и других факторов требования леса к воде, а значит и интенсивность осушения могут меняться.

Другим, не менее важным, чем глубина стояния грунтовых вод, фактором среды, влияющим на рост, является температура воздуха и почвы. На значительную роль теплового фактора для растений указывали многие исследователи. По данным Лысенко (9), напряженность термической энергии — один из главнейших факторов, влияющих на продолжительность фаз у растений, а также всего вегетационного периода. Температура почвы, особенно на севере, является важным элементом ее плодородия. С ней связана жизнедеятельность корней и микроорганизмов, интенсивность химических и биологических процессов. Можно предположить, что низкая температура почвы в условиях севера является одной из причин плохого роста леса.

Указанные вопросы для условий Карелии изучены слабо.

Для выяснения влияния глубины стояния грунтовых вод, а также температуры воздуха и почвы на рост хвойного молодняка проведены наблюдения за ростом ели в различных лесорастительных условиях на сплошных концентрированных вырубках Петрозаводского лесхоза.

Исследования проводились на вырубках из-под ельника-черничника (участок I) и ельника-долгомошника (участки II и III), характеризующихся различной глубиной стояния уровня грунтовых вод. Участок I представляет собой елово-березовый молодняк, состав его 6ЕЗБ10с, возраст 25—27 лет, высота 10—11 м, сомкнутость кроны 0,8—0,9, почва на участке подзолистая, супесчаная на легком валунном суглинке, рельеф

равнинный. Участок II покрыт елово-березовым молодняком 40—45-летнего возраста, состав 7Е2Б1Ос, высота 5—6 м, сомкнутость крон 0,5—0,6, почва торфянисто-подзолисто-глеевая. Участок III представляет собою неудовлетворительно облесившуюся, сильно заболоченную вырубку 25—27-летней давности. Возникший на ней елово-березовый молодняк имеет состав 4Е5Б1Ос, высоту 2—3 м, сомкнутость крон 0,3—0,4. Почва на этом участке торфяно-подзолисто-глеевая, супесчаная, мощность торфяного горизонта до 35 см. Материнской породой на двух последних участках является супесчаная плотная валунная морена, залегающая на глубине 50—75 см, рельеф равнинный, слегка пониженный. На всех рубках еловый молодняк возник в основном из подроста предварительного возобновления.

На каждом участке, вблизи смотровых колодцев, выбиралась группа (4—10 экземпляров) средних по таксационным элементам деревьев, на которых через каждые 3—5 дней, одновременно с замером уровня стояния грунтовых вод, измерялся прирост в высоту (суммарный). В дальнейшем вычислялся средний прирост по всем деревьям и на основе средних данных вычерчивались кривые хода роста и интенсивности роста в зависимости от глубины стояния грунтовых вод. Наблюдения за температурой почвы проводились термометрами Саввинова в елово-березовом долгомошнике (участок II) и в спелом ельнике-черничнике в слое почвы от 0 до 30 см. Данные среднесуточных температур воздуха были взяты на метеорологической станции, расположенной вблизи объектов исследования (Сулажгора).

Наблюдения за ростом молодняков ели проводились в 1955—1957 гг., результаты их приведены в табл. 1—3 и на рис. 1—3.

Из табл. 1 следует, что прирост молодняков ели находится в прямой зависимости от глубины стояния грунтовых вод. Чем ниже этот уровень и чем больше амплитуда его колебания, тем больше прирост ели. В молодняке елово-березовом черничнике прирост ели в высоту в 3—5 раз больше, чем в елово-березовом долгомошнике и в 7—20 раз больше, чем

Таблица 1

Текущий прирост ели в высоту в различных типах молодняков в зависимости от уровня стояния грунтовых вод

Тип молодняков	Годы	Текущий прирост (см)	Бонитет по текущему приросту	Минимальные и максимальные глубины грунтовых вод (см)			Средний уровень стояния грунтовых вод (см)		
				май	июнь	июль	май	июнь	июль
Елово-березовый черничник (участок I)	1955	56,0	I	—	25—80	80—>120	—	—	—
	1956	52,0		6—34	34—72	61—90	20	51	65
	1957	51,0		15—50	46—88	87—115	30	64	100
Елово-березовый долгомошник (участок II)	1955	19,0	V	—	—56	—>100	—	—	—
	1956	12,6		3—15	15—25	14—70	7	19	37
	1957	10,8		3—22	15—38	32—62	12	21	45
Березово-еловый долгомошник (участок III)	1955	8,3	Va	—	20—35	—45	—	—	—
	1956	2,6		0—16	16—26	15—39	8	20	25
	1957	2,5		3—11	9—14	8—16	7	11	12

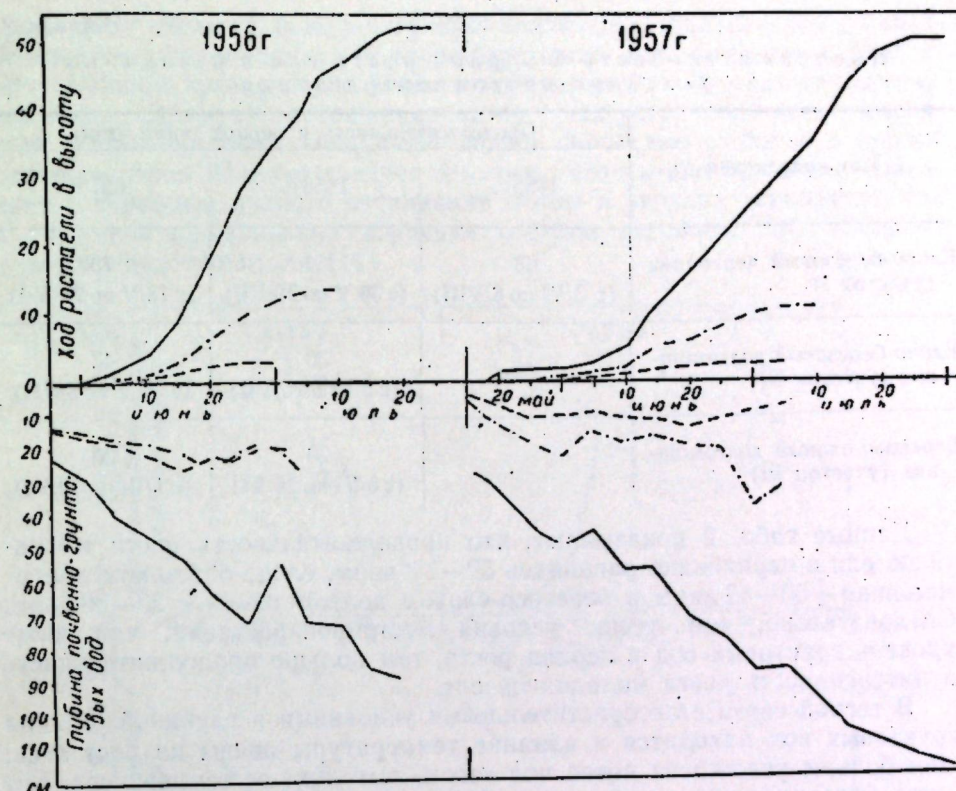


Рис. 1. Ход роста ели в высоту в зависимости от глубины стояния грунтовых вод.

— молодняк елово-березовый черничник;
- - - - - молодняк елово-березовый долгомошник;
... .. молодняк березово-еловый долгомошник.

в березово-еловом долгомошнике. Прирост ели, особенно в молодняках ельника-долгомошника, в 1955 г. был значительно больше, чем в 1956—1957 гг. Соответственно и грунтовые воды в 1955 г. на протяжении вегетационного периода стояли значительно ниже.

За период наблюдений уровень грунтовых вод к началу роста ели опускался в ельнике-черничнике до глубины 25—30 см, в долгомошнике — 10—18 см, т. е. к началу роста значительная часть корней освобождалась от гравитационной воды.

Как видно из табл. 1, молодняк елово-березовый черничник растет по I бонитету, ельник-долгомошник по V—Va. Это указывает на то, что после осушения молодняков ельников-долгомошников можно ожидать повышения их производительности на несколько классов бонитета.

Уровень стояния грунтовых вод оказывает влияние не только на общий прирост, но и динамику роста в течение вегетационного периода (рис. 1). Из рисунка видно, что в отдельные годы наиболее интенсивный рост ели в молодняке елово-березовом черничнике происходил в различные сроки, когда грунтовые воды понижались до глубины 50—100 см. В молодняке ельника-долгомошника наиболее интенсивный рост имел место при понижении уровня грунтовых вод до глубины 25—35 см. Как видно, рост ели на рубке из-под ельника-черничника резко отличается от роста ели на рубках из-под ельника-долгомошника.

В молодняке елово-березовом черничнике рост ели начинался на 5—12 дней раньше и на 15—25 дней заканчивался позже, чем в ельнике-долгомошнике (табл. 2).

Таблица 2

Продолжительность и период роста ели в различных условиях местопроизрастания

Тип молодняков	Продолжительность и период роста (дни)		
	1955 г.	1956 г.	1957 г.
Елово-березовый черничник (участок I)	63 (с 3, VI по 6, VIII)	50 (с 30, V по 20, VII)	70 (с 18, V по 25, VII)
Елово-березовый долгомошник (участок II)	—	30 (с 5, VI по 5, VII)	42 (с 25, V по 5, VII)
Березово-еловый долгомошник (участок III)	—	20 (с 5, VI по 25, VI)	30 (с 1, VI по 30, VI)

Данные табл. 2 показывают, что продолжительность роста молодняков ели в черничнике равнялась 50—70 дням, елово-березовом долгомошнике—30—42 дням и березово-еловом долгомошнике—20—30 дням. Следовательно, чем лучше условия местопроизрастания, тем ниже уровень грунтовых вод в период роста, тем больше продолжительность и интенсивность роста молодняков ели.

В тесной связи с лесорастительными условиями и глубиной стояния грунтовых вод находится и влияние температуры почвы на рост леса. Чем больше увлажнена почва под лесом, тем ниже ее температура, тем хуже условия лесопроизрастания. Наши наблюдения показывают, что в ельнике-долгомошнике температура почвы ниже, чем в ельнике-черничнике (табл. 3).

Таблица 3

Температура почвы в различных типах леса в 7 часов утра (1957 г.)

Тип леса	Глубина (см)	Сроки наблюдений												Средняя температура за период
		май		июнь						июль				
		26	31	5	10	14	20	25	30	5	9	16	25	
Ельник-черничник 140 лет, сомкну- тость крон 0,7—0,8	5	—	3,8	5,8	6,2	6,5	7,0	8,3	7,4	8,5	7,3	12,9	13,2	7,8
	10	—	4,1	5,6	6,3	7,2	6,9	7,9	7,4	8,5	7,4	11,2	13,0	7,7
	20	—	3,8	4,8	5,6	7,0	6,5	7,0	7,0	7,9	7,1	10,4	12,3	7,2
Елово-березовый долгомошник 40—45 лет, сомк- нутость крон 0,5—0,6	5	2,7	2,5	4,7	4,5	4,8	6,0	6,7	8,6	7,5	6,8	11,5	11,5	6,5
	10	2,5	2,7	4,0	4,5	5,6	5,6	6,1	6,2	6,8	6,2	8,7	11,0	5,7
	20	2,5	2,6	3,7	4,4	5,7	5,5	5,9	6,0	6,6	6,2	8,3	10,5	5,6
	30	2,0	2,5	3,2	4,0	5,5	5,2	5,5	5,6	6,1	5,8	7,6	9,8	5,2

Как видно из таблицы, рост ели в черничнике происходит при более высокой температуре почвы, чем в ельнике-долгомошнике. В спелом ельнике-черничнике температура почвы в слое 5—20 см на 1,5—2° выше, чем в ельнике-долгомошнике. Температура же почвы в молодняке елово-лиственном черничнике, по данным Клинцева (6) для Ленинградской области, на 1—1,5° выше, чем в спелом черничнике. В подобном молодняке, как показывают наши наблюдения, зимой почва

промерзает менее глубоко и оттаивает значительно быстрее, чем в елово-березовом долгомошнике. В елово-березовом долгомошнике в 1956 г. при глубоком промерзании почвы зимой мерзлота в нижних горизонтах отдельных биогрупп прослеживалась до 11 августа, тогда как в молодняке елово-березовом черничнике почва полностью оттаяла в первой половине июня. Однако следует отметить, что начало роста ели совпадает с периодом полного оттаивания почвы в верхних горизонтах, где в основном расположена корневая система деревьев. Это отмечают и другие исследователи (11).

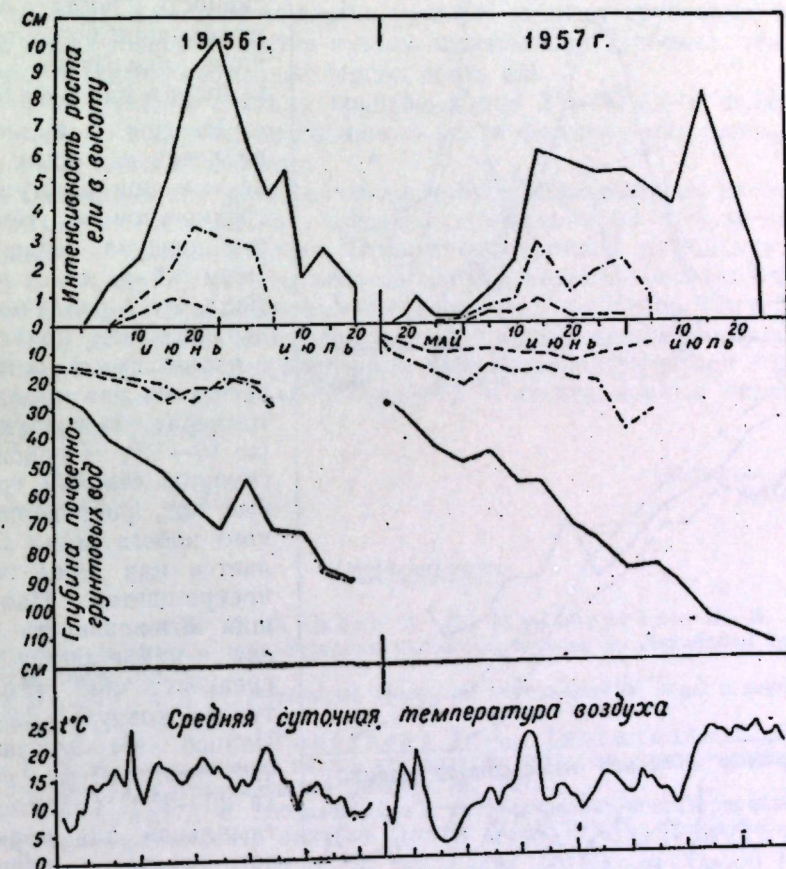


Рис. 2. Интенсивность и период роста ели в высоту в зависимости от глубины стояния уровня грунтовых вод и температуры воздуха.

— молодняк елово-березовый черничник;
- - - - - молодняк елово-березовый долгомошник;
... молодняк березово-еловый долгомошник.

Таким образом, большему приросту ели в молодняке елово-березовом черничнике, по сравнению с приростом ели в молодняке елово-березовом долгомошнике, соответствует и более высокая температура почвы.

При низкой температуре почвы растения плохо усваивают питательные вещества из почвы, нарушается синтетическая деятельность в корнях (2, 3, 7, 8). В частности, при температуре почвы ниже 8—10° в корнях подавляется синтез аминокислот, необходимых для образования белков, ограниченное поступление которых в точку роста задерживает образование новых клеток, а также рост растений. При температуре почвы выше 8—10° градусов этого не наблюдается. Следовательно, в ельнике-долгомошнике, кроме избыточного увлажне-

ния, отрицательное влияние на рост и развитие молодняков ели оказывает и низкая температура почвы (2—9°C). Отрицательное влияние низкой температуры почвы наблюдается здесь в течение всего периода роста. Одной из мер борьбы с этим явлением может быть понижение уровня грунтовых вод при помощи осушительной сети, что способствует лучшему прогреванию почвы (12, 13).

Кроме уровня грунтовых вод и температуры почвы, на начало и интенсивность роста еловых молодняков большое влияние оказывает также температура воздуха.

Из рис. 2 видно, что рост ели в высоту начинается при наступлении среднесуточных температур воздуха выше 10°C. Этим объясняется и тот факт, что в различные годы рост ели начинается в разное время. В период вегетации при понижении температуры воздуха ниже 10—12°, независимо от глубины стояния грунтовых вод, рост верхушечного побега резко замедляется или даже совсем прекращается. Наибольшая интенсивность роста ели наблюдается при среднесуточной температуре воздуха 18—23°. Иванов (5) указывает, что температура воздуха 20—25°C является оптимальной для нормального роста и развития древесных пород. На зависимость интенсивности роста ели от температуры воздуха указывает многовершинность кривой интенсивности роста (рис. 2). Пики наибольшей интенсивности роста

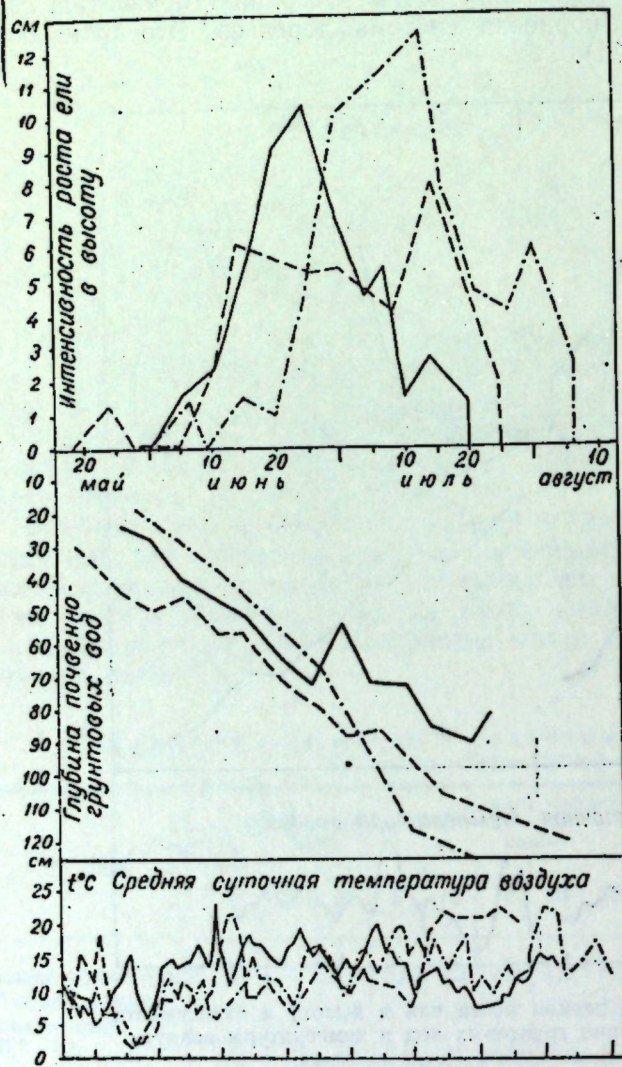


Рис. 3. Интенсивность роста ели в высоту в молодняке елово-березовом черничнике в зависимости от уровня стояния грунтовых вод и температуры воздуха. — · — · — 1955 г.; — — — — 1956 г.; — — — — 1957 г.

соответствуют наиболее высокой температуре воздуха. Особенно хорошо это видно на рис. 3, где дается интенсивность роста ели в молодняке елово-березовом черничнике на протяжении трех лет (1955—1957 гг.).

Из рис. 3 видно, что при сравнительно одинаковых кривых динамики уровня грунтовых вод за эти годы, кривые интенсивности роста резко отличаются одна от другой и следуют кривым среднесуточных температур воздуха. Наибольшая интенсивность роста ели приходится на период наиболее высоких температур воздуха. В разные годы она

наступала не в одно и то же время, потому что оптимальные для роста ели температуры наблюдались в различные сроки. Начало и конец роста ели находятся в прямой зависимости не только от уровня грунтовых вод, но также и температуры воздуха и почвы.

ВЫВОДЫ

1. Рост еловых молодняков зависит от уровня стояния грунтовых вод, температуры почвы и воздуха. В условиях южной Карелии основным из этих факторов является уровень стояния грунтовых вод. Чем ниже этот уровень (имеется в виду оптимальная глубина), тем больше прирост и продолжительнее период роста ели.

2. При глубине стояния грунтовых вод 25—30 см в начале роста и 50—115 см в период интенсивного роста формируются еловые молодняки I—II класса бонитета.

3. Своевременное естественное возобновление вырубок из-под ельника-долгомошника ослабляет процессы заболачивания почв, но не создает оптимальных условий роста. Практической мерой улучшения условий роста и повышения продуктивности еловых молодняков в этом типе леса может быть понижение уровня грунтовых вод при помощи осушительной сети, что одновременно приведет к улучшению теплового и пищевого режимов почв. Производительность еловых молодняков при этом может повыситься на 3—5 классов бонитета, а вегетационный период удлиниться на 30—40 дней.

Институт леса
Карельского филиала АН СССР

Поступила в редакцию
12/II 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Буренков В. А., Кощеев А. Л., Мальчевская Н. Н. Материалы по изучению процессов заболачивания сплошных лесосек в Лисинском леспрохозе. Тр. ЛТА, № 4, 1934.
2. Дадыкин В. П. Некоторые опыты по передвижению воды в мерзлой почве. Почвоведение, № 9, 1952.
3. Дадыкин В. П., Горбунова Г. С., Торговкина Е. Е., Никитин Г. П. Вопросы влияния низкой температуры почвы на жизнедеятельность растений. Сб. «Вопросы агрономической физики», Л., 1957.
4. Дмитриев А. С. Заболачивание и разболачивание концентрированных выруб в борах-черничниках в бассейне Сысолы (Коми АССР). Автореферат. Сыктывкар, 1950.
5. Иванов А. Л. Физиология растений. Госиздат, М.—Л., 1931.
6. Клинов А. П. Регулирование микроклимата в целях повышения производительности леса. Автореферат, Л., 1952.
7. Коровин А. И. О влиянии пониженной температуры почвы на формирование урожая пшеницы. ДАН СССР, т. XCVII, № 6, 1954.
8. Коровин А. И. О влиянии пониженной температуры почвы на эффективность некоторых форм и доз минеральных удобрений. ДАН СССР, т. 115, № 6, 1957.
9. Лысенко Т. Д. Влияние термического фактора на продолжительность фаз развития растений. М., 1949.
10. Мальянов А. П. Заболачивание почв на сплошных лесосеках. Почвоведение, № 5, 1939.
11. Писарьков Х. А., Давыдов П. И. Влияние глубины грунтовых вод на производительность лесных земель. Тр. ЛТА, № 73, 1956.
12. Рубцов В. И. Влияние осушения на лесовозобновление в сфагновых лесорастительных условиях. Автореферат, Л., 1955.
13. Спарро Р. П. Влияние заболачивания и осушения на растительность, Л., 1925.

Л. И. БАРОН, В. В. ГУЩИН, В. В. ЛЕШТАЕВ

ОПЫТ КОЛИЧЕСТВЕННОЙ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННОГО ДРОБЛЕНИЯ РУДЫ В ДЛИННОМ РУДОСПУСКЕ НА РУДНИКЕ ЮКСПОР

На ряде отечественных и многих зарубежных рудниках применяется перепуск руды по длинным (до нескольких сотен метров) рудоспускам. В последнее время, в связи с использованием подземных дробильных установок, часто обслуживающих несколько горизонтов, перепуск руды (иногда даже через 5—7 этажей) получает все большее распространение (1).

В процессе перепуска руда измельчается. Такое измельчение можно назвать естественным механическим дроблением руды (сокращенно, естественным дроблением), отличая его таким образом от искусственного механического дробления в специальных установках.

В литературе почти нет данных, количественно оценивающих естественное дробление руды в длинных рудоспусках. Между тем, такая количественная оценка важна как для производственных целей, так и при проектировании, в частности, для правильного определения необходимой производительности дробильных установок и для обоснованного решения вопроса о целесообразности отработки месторождений свдвоенными горизонтами¹ (в связи с измельчением руды при перепуске руды с промежуточного горизонта на основной).

Учитывая все изложенное, авторы решили провести специальное исследование для количественной оценки дробления руды при перепуске на руднике Юкспор комбината «Апатит». Объектом разработки здесь является весьма мощная (до 200 м) линзовидная апатитовая залежь длиной по простиранию более 1,8 км. Применяется система принудительного этажного обрушения с выемкой полями и отбойкой минными зарядами. Месторождение находится в горе Юкспор. Покрывающие залежь породы представлены нефелиновыми сиенитами (рисчорритами); подстилающими породами являются порфировидные и гранитоидные ийолит-уртиты. В северо-западной части месторождения по содержанию в апатите фосфорного ангидрида P_2O_5 можно выделить в рудном теле бедную (до 15—18% P_2O_5) и богатую (27—35% P_2O_5) зоны. Юго-восточная же часть сильно осложнена тектоническими процессами, делающими такое деление невозможным. Верхний контакт рудного тела с покрывающими породами довольно четок, нижний выра-

¹ В настоящее время данный вопрос весьма актуален, например, для рудников Криворожского железорудного бассейна (2).

жен неясно. Коэффициент крепости руды по Протодяконову 6—8, вмещающих пород — 10—12.

Отработку горы Юкспор выше отметки +380 м предусмотрено осуществить пятью горизонтами, отстоящими один от другого на расстоянии 70 м. Верхние горизонты +740 м и +670 м отрабатываются в настоящее время (первая очередь рудника). Вскрытие осуществлено железнодорожным тоннелем длиной 2700 м с площадью поперечного сечения 35 м². В северной части пройдена обгонная выработка (так называемая погрузочная станция), в которую загоняют под погрузку руды состав из 20—25 думпкаров нормальной железнодорожной колес. Из обгонной выработки пройдены вверх два рудоспуска, оборудованные пневматическими пальцевыми затворами. Между рудоспусками до горизонта +530 м пройден восстающий со смотровыми ходами через

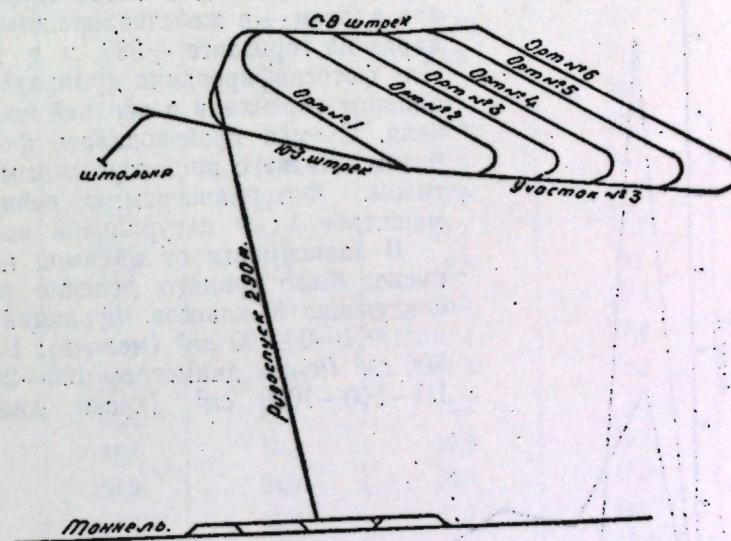


Рис. 1. Аксонометрическая схема расположения выработок.

каждые 12 м. В одном из рудоспусков (южном) только нижние 30 м используются для перепуска руды, остальная часть занята под временный подъемник. Этот рудоспуск пройден до отметки +530 м диаметром 5 м, а выше (до отметки +740 м) диаметром 3 м. Рудоспуски расположены во вмещающих породах и крепь в них отсутствует.

Расстояние между откаточными ортами составляет 72 м; ширина блока вкост простирания равна горизонтальной мощности месторождения. Горизонт вторичного дробления (грохочения или скреперования) расположен на 11,5 м выше откаточного горизонта. Еще на 7 м выше расположен горизонт подсечки. Высота подэтажа при отбойке принята равной 14 м. Заряды вв помещают в так называемые «минные карманы» — тупиковые выработки длиной от 3 до 5 м.

Минные взрывы одновременно обрушают значительные массы — до 100 тыс. т. руды. Вес зарядов достигает 40—50 т. Среднегодовой удельный расход вв составил по руднику за 1957 г. 422 г/т, на вторичное дробление 136 г/т. Кондиционный кусок на руднике Юкспор равен 400 мм.

Для проведения наблюдений был оборудован специальный люк с пневматическим затвором, что позволило выпускать руду в кусках

размером до 700—750 мм. Колосники грохота над этим люком на горизонте вторичного дробления были сняты.

Транспортировка руды от люка до рудничного двора производилась в вагонетках типа Гренби емкостью 5 т.

К началу опыта южный рудоспуск был полностью опорожнен, что обеспечило свободное падение кусков руды на всю его высоту, т. е. на 290 м (рис. 1).

Из рудоспуска руду загружали в думпкары. Для определения гранулометрического состава был применен фотопланиметрический способ — фотографирование поверхности руды в откаточных сосудах с определением площадей, занимаемых кусками разной крупности на фотоплагнограммах. Предварительно фотографирование производилось на откаточном горизонте +670 м в вагонетках «Гренби», а затем — в железнодорожных думпках на горизонте +380 м в тоннеле. Для фотографирования думпкаргов фотоаппарат укрепляли в верхней части тоннеля. Съемка производилась фотоаппаратом «Киев» с широкоугольным объективом. Фотоплагнограммы печатали в масштабе 1:20 натуральной величины.

В зависимости от видимой площади кусков было принято деление руды на следующие 5 классов (фракций) крупности: I—0—100 см² (мелочь); II—100—500 см² (куски диаметром 100—200 мм); III—500—1000 см² (куски диаметром

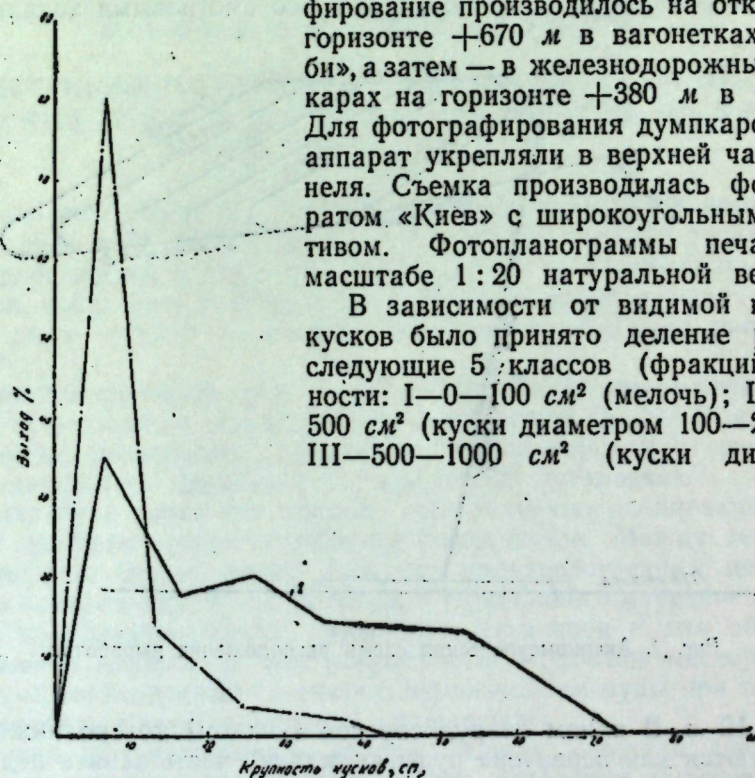


Рис. 2. Графики гранулометрического состава руды до (график 1) и после (график 2) перепуска.

200—300 мм); IV—1000—2000 см² (куски диаметром 300—430 мм); V—более 2000 см² (куски диаметром более 430 мм).

На фотоплагнограммах планиметром производили подсчет площади каждого достаточно крупного куска (начиная со II класса). Для удобства подсчета контуры кусков предварительно обводили тушью. Процентное содержание каждой фракции до и после перепуска вычисляли по суммарным площадям, занимаемым кусками данной фракции и выраженный в процентах от всей площади фотоплагнограмм. Кроме того, были подсчитаны средние диаметры кусков.

Гранулометрический состав руды до перепуска приведен в табл. 1, а после перепуска — в табл. 2.

Из сопоставления табл. 1 и 2 видно, что после перепуска руды выход мелочи сильно возрос (с 35,2 до 80,7%), а крупных классов, наоборот

Таблица 1

Гранулометрический состав руды до перепуска по длинному рудоспуску

№ фотоплагнограмм	Классы крупности				
	I класс (мелочь)	II класс (диаметр кусков 100—200 мм)	III класс (диаметр кусков 200—300 мм)	IV класс (диаметр кусков 300—430 мм)	V класс (диаметр кусков более 430 мм)
Содержание (%)					
1	28,2	7,0	27,7	10,7	26,4
2	28,6	29,7	25,1	16,6	нет
3	28,5	18,4	23,8	12,5	16,8
4	28,6	24,5	11,8	10,8	24,3
5	21,8	11,2	19,8	30,1	17,1
6	24,3	9,7	19,8	12,3	33,9
7	44,0	14,9	32,0	9,1	нет
8	33,2	23,9	22,2	20,7	нет
9	43,2	15,1	14,7	17,7	9,3
10	30,3	20,1	15,2	3,2	31,2
11	30,5	21,0	19,2	29,3	нет
12	40,5	11,2	7,4	17,4	23,5
13	52,6	19,8	11,3	16,3	нет
14	61,2	12,7	15,7	3,2	7,2
15	31,4	14,3	22,9	19,7	11,7
16	24,3	24,0	34,5	17,2	нет
17	24,4	21,2	21,7	нет	32,7
18	52,7	17,8	8,8	12,4	8,3
В среднем	35,2	17,5	19,7	4,4	13,2

Таблица 2

Гранулометрический состав руды после перепуска по длинному рудоспуску

№ фотоплагнограмм	Классы крупности				
	I класс (мелочь)	II класс (диаметр кусков 100—200 мм)	III класс (диаметр кусков 200—300 мм)	IV класс (диаметр кусков 300—430 мм)	V класс (диаметр кусков более 430 мм)
Содержание (%)					
1	77,7	19,2	3,1	нет	нет
2	82,2	15,9	1,9	нет	нет
3	85,6	8,4	6,0	нет	нет
4	77,2	12,2	3,8	6,8	нет
В среднем	80,7	13,9	3,7	1,7	нет

резко снизился. Графики гранулометрического состава до и после перепуска даны на рис. 2.

Было установлено, что если до перепуска диаметр наибольших кусков достигал 740 мм, то после перепуска кусков диаметром более 430 мм в руде уже не было.

Средние диаметры кусков, подсчитанные по правилу средневзвешенного, составили: до перепуска — 229 мм, после перепуска — 84 мм.

Таким образом, средняя крупность апатитовой руды в результате перепуска на 290 м уменьшилась более, чем в 2,7 раза.

Результаты проведенного исследования целесообразно учесть при проектировании новых апатитовых рудников, поскольку длина рудоспусков на этих рудниках будет достигать 500—600 м (например, на руднике Расвумчорр).

Институт горного дела
АН СССР и комбинат «Апатит»

Поступила в редакцию
20/IX 1958

ЛИТЕРАТУРА

1. Барон Л. И., Воронюк А. С. Применение подземных дробильных установок на металлических рудниках. Металлургиздат, М., 1957.
2. Бондарь П. С. О вскрытии и подготовке новых горизонтов в Криворожском бассейне. Горный журнал, 1958, № 3.

Н. Ф. КОМШИЛОВ, М. Н. ЛЕТОМЯКИ,
А. В. ПРОХОРОВ, И. И. ЕФИШЕВ

О ПУТЯХ И МЕТОДАХ СНИЖЕНИЯ РАСХОДНЫХ КОЭФФИЦИЕНТОВ СЕРНОЙ КИСЛОТЫ ПРИ ПРОИЗВОДСТВЕ ТАЛЛОВОГО МАСЛА ИЗ СУЛЬФАТНОГО МЫЛА

Вопрос экономии серной кислоты при производстве таллового масла из сульфатного мыла давно вызывает интерес у инженерно-технического персонала и исследовательских групп сульфатно-целлюлозных предприятий (1, 2).

Для решения вопроса о пределах возможной экономии серной кислоты анализировалось сульфатное мыло Сегежского комбината. Результаты этого анализа показаны в табл. 1.

Таблица 1
Состав сульфатного мыла

Вещества, входящие в сульфатное мыло	Содержа- ние (%)
Вода	33,42
Смоляные кислоты	26,71
Жирные кислоты	23,03
Нейтральные вещества	6,86
Инкрусты	2,99
Едкий натр	1,93
Натрий в органическом соединении	4,43
Потери и сульфат	0,63

Как показывает табл. 1, основными компонентами сульфатного мыла являются соли смоляных и жирных кислот. При разложении этих солей получается талловое масло, составляющее для данного образца 56,60% от веса мыла. В нем находится: смоляных кислот 47,19%; жирных кислот 40,69%; нейтральных веществ 12,12%.

Следует отметить, что содержание компонентов сульфатного мыла сильно варьирует и в большой степени зависит от технологии сбора мыла. Так, например, на Сегежском целлюлозно-бумажном комбинате выделение мыла начинается из слабых щелоков промывного отдела при непосредственном постепенном укреплении самого щелока в отстойных баках. При этом отстаивание мыла, т. е. отделение мыла от щелока и щелока от мыла, происходит в периодически действующих отстойных

Отсюда возникает необходимость очищать само сульфатное мыло от лигнина, так же как от сопутствующего черного щелока. При очистке сульфатного мыла от лигнина можно также рекомендовать промывку его сульфатом.

В производственных условиях была проверена возможность промывки сульфатного мыла 10-процентным раствором сульфата. При этом на 1 т таллоля было израсходовано 4 м³ 10-процентного раствора сульфата. Результаты одной такой промывки мыла на заводе «Питкяранта» даны в табл. 4.

Таблица 4

Показатели	Непромытое мыло		Мыло, промытое 10-процентным сульфатом	
	влажное	абсолютно сухое	влажное	абсолютно сухое
Влажность	32,7	—	43,7	—
Щелочность	7,1	10,6	5,3	9,4
Талловое масло	56,6	84,1	50,6	89,9
Лигнин	3,6	5,3	0,4	0,7

Отделение лигнина от сульфатного мыла благоприятно отражается на последующих операциях, облегчается слив таллового масла, уменьшается его потери. Талловое масло, полученное из промытого мыла, имеет меньшую вязкость и несколько более светлый цвет. Раствор сульфата, обогащенный лигнином и черным щелоком, может быть направлен в баки с черным щелоком.

Одним из способов экономии серной кислоты является использование бисульфата, неизбежно образующегося при реакции нейтрализации сульфатного мыла с избыточным количеством серной кислоты. Избыток серной кислоты необходим для того, чтобы реакция протекала в нужном направлении и до конца.

Для использования бисульфата и сокращения потерь до минимума в лабораторных условиях была проверена следующая схема производства таллового масла из сульфатного мыла.

1. Трехкратная промывка мыла сульфатом с целью удаления из сульфатного мыла щелочи, лигнина и части солей органических кислот.

2. Предварительная варка мыла с бисульфатом (полученным от предыдущей варки в качестве отхода) в течение 15 мин.

3. Доварка мыла серной кислотой с соблюдением такой пропорции в подаче кислоты, чтобы в результате реакции остался избыток серной кислоты и образовался бисульфат в количестве, которое было употреблено для предыдущей предварительной варки мыла с бисульфатом. Продолжительность доварки с серной кислотой составляла полтора часа.

В табл. 5 показана серия опытов разложения сульфатного мыла и получения таллового масла по выше предложенной схеме. При этом на 100 г мыла затрачивалось только 9,44—8,26 г серной кислоты (на тонну таллоля 192—218 кг 76-процентной серной кислоты) или 72,51—63,53% от обычно затрачиваемого количества.

Таблица 5

Последовательная обработка 100 г сульфатного мыла сульфатом, бисульфатом и серной кислотой

Употреблена серная кислота следующей концентрации (%)	Трехкратная отсколка насыщенным раствором сульфата (м.л) 15 мин.	Предварительное разложение бисульфатом в пересчете на серную кислоту (г) 15 мин.	Разложение серной кислотой (г) 1,5 часа	Осталось непрореагировавшей серной кислоты в виде бисульфата (г)	Вошло в реакцию серной кислоты (г)	Израсходовалось серной кислоты на сульфирование (г)
15	50	1,98	9,44	3,29	8,13	0,07
	50	2,44	8,28	2,70	8,00	—
30	50	2,16	9,44	2,75	8,85	0,79
	50	2,70	8,26	2,50	8,46	0,40
	50	2,50	8,26	2,19	8,57	0,51
Средн. . .						0,57

Практическое применение предложенной схемы должно дать около 30% экономии серной кислоты. При этом не должно произойти большой ломки общепринятого типового технологического режима получения таллового масла. Не потребуются и добавления большого количества аппаратуры. Предлагаемая нами возможная схема промывки сульфатного мыла сульфатом дана выше (рис.).

ВЫВОДЫ

1. Дана возможная схема производственной очистки сульфатного мыла от черного щелока путем промывки мыла 10-процентным раствором сульфата натрия.

2. Найдено, что талловое масло, полученное из промытого мыла, более светлого оттенка и более жидкое.

3. Применяя в производстве таллового масла промывку мыла сульфатом и предварительную варку его бисульфатом, можно получить экономию серной кислоты до 30%.

Лаборатория лесохимии
Карельского филиала АН СССР
Научно-исследовательские группы
Питкярантского сульфатного завода и
Сегежского целлюлозно-бумажного комбината

Поступила в редакцию
20/X 1958

ЛИТЕРАТУРА

- Герасимов М. Новая технологическая схема получения таллового масла. Бумажная промышленность, № 6, 1957, стр. 25.
- Худовеков В. Д. Сульфатное мыло и талловое масло (получение и переработка). Гослесбумиздат, 1952, стр. 19.

С. В. ГРИГОРЬЕВ

ЛЕТОПИСЬ ПО ИСТОРИИ НАУКИ И ТЕХНИКИ (КАРЕЛИЯ И КОЛЬСКИЙ П-ОВ)

1. ГЕОГРАФИЯ, ГИДРОЛОГИЯ

Памятные годовщины в 1958 г.

1*. 60 лет назад, летом 1898 г., Русское географическое о-во провело экспедицию под начальством П. Б. Риппаса и военного топографа А. А. Носкова по исследованию бассейна р. Варзуги. Пройдя по р. Варзуге, ее притоку р. Кинемурер, рекам Поною, Агне, водоразделу, р. Пане, водоразделу между реками Поном и Поной и вновь по р. Варзуге, исследователи вернулись в с. Кузомень на Терском берегу Белого моря. Участники экспедиции произвели топографическую съемку, которая опиралась на восемь определенных А. А. Носковым астрономических пунктов, а также составили геологическую карту маршрута, получили материал по гидрографии юго-восточной части Кольского п-ова (Кольская экспедиция 1898 г. Предварительный отчет П. Б. Риппаса и А. А. Носкова: Изв. РГО, т. XXV, 1899).

2. 55 лет назад (1903—1904 гг.) проф. К. М. Дерюгин начал исследования реликтового оз. Могильного на о-ве Кильдин. Исследования продолжались также в 1908—1909 и 1921 гг. Более ранние исследования проф. К. Шмидта, В. А. Фаусека, Н. М. Книповича (Л. С. Берг. Очерк истории исследования озер России в гидрологическом отношении. Изв. Росс. гидр. ин-та, № 5, 1923).

3. 45 лет назад (1913 г.) состоялась экспедиция ботаника К. В. Регеля по маршруту: с. Кузомень — р. Варзуга — р. Стрельна — р. Варзуга (до Кинемурского волока) — р. Поной (от Каменного Погоста до с. Поной и Горла Белого моря). Экспедиция проводилась с ботанико-географической целью и получила новые материалы по растительности и гидрографии этой части Кольского п-ова. (К. В. Регель. Путешествие по Кольскому полуострову летом 1913 г. Изв. Арханг. о-ва изучения Русск. Севера, № 11, 12, 1914).

4. 45 лет назад (1913 г.) финским геологом Таннером (Tanner) опубликована карта северо-западной части Кольского п-ова по маршруту оз. Нотозеро — р. Лута — р. Паз (I. V. Tanner. Nautijok — Kornijok — Luttjok — Nuortjärvi. Anteckningar under en snabbtur i ryska Lappland 7—15 Sept. 1909. Fennia, 33, 1913, № 2; 2. Г. Д. Рихтер. Обзор картографических материалов по Мурманскому округу. Сб. географо-

* С этого номера журнала в летописи дается сквозная нумерация. Летопись публикуется, начиная со второго номера «Известий».

экономических исследований Географического ин-та за 1927 г., под ред. проф. Н. И. Кузнецова и проф. С. А. Советова, Л. 1928).

5. 30 лет со времени экспедиции АН СССР (1928 г.) проф. (ныне акад.) А. А. Григорьева по геоморфологическому исследованию вост. части Кольского п-ова с маршрутом по р. Иоканьге и Поною и частично по р. Вороньей. Получены также первые материалы по гидрографии этих рек. (А. А. Григорьев. Материалы к физической географии северо-восточной части Кольского п-ова. Тр. Совета по изучению производительных сил. Серия кольская, вып. IV, изд. АН СССР, 1932).

6. 25 лет (1933 г.) со времени экспедиции Геоморфологического ин-та АН СССР по геоморфологическому исследованию долин рек Варзуга и Поной (Г. Д. Рихтер). Экспедиция была организована в энергетических целях совместно и по поручению Логидэпа (С. В. Григорьев). Тогда была составлена первая схема энергетического использования и регулирования р. Поной (С. В. Григорьев, Г. М. Кузовлев).

7. 85 лет назад (1873—1894) началась экспедиция Главного гидрографического управления Морского министерства по исследованию и гидрографической съемке Онежского оз. (с составлением лоции и карт) под руководством гидрографов полковника А. П. Андреева, а затем Ф. А. Дриженко (1. Л. И. Цимбаленко. Указатель внутренних водных путей, исследованных 6. Министерством путей сообщения в 1874—1916 гг. Т. II. Басс. Балтийского моря. Петроград, 1918; 2. Л. С. Берг. Очерк истории исследования озер России в гидрологическом отношении. Изв. Росс. гидр. ин-та, № 5, 1923).

8. 70 лет назад закончились исследования (1887—1888 гг.) Беломорско-Онежского водного пути, которые проводила партия Министерства путей сообщения под руководством инженера А. Ф. Здзярского и его заместителя инженера, затем проф. Н. П. Пузыревского. Исследования проходили по двум вариантам — направлениям: восточному (Онежское оз. — р. Повенчанка — Выгозеро — р. Н. Выг) и западному (р. Кумса — Сегозеро — р. Сегежа — Выгозеро — р. Н. Выг). Тогда же инженером Н. П. Пузыревским был составлен первый проект этого пути (1. Л. И. Цимбаленко. Указатель внутренних водных путей... Т. II. Басс. Балтийского моря, Петроград, 1918; 2. С. В. Григорьев. Обзор исследований внутренних вод Карело-Мурманского края по 1930 г. Материалы по гидрологии, гидрографии и водным силам СССР, вып. XXII, М.—Л., 1934).

9. 45 лет со времени исследований (1913 г.), произведенных партией Министерства путей сообщения (инженеры А. П. Прежнецов и В. М. Никольский) по р. Н. Выг. Проводилась продольная двойная нивелировка, детальная съемка участков порогов Н. Выга — мест, намечавшихся для строительства ГЭС и Беломорско-Онежского водного пути. (Отчет по исследованию рек и изысканиям соединительных водных путей, произведенных в 1913 г. партиями Управления внутренних водных путей и шоссейных дорог и округов путей сообщения. Материалы для описания русских рек и истории улучшения их судоходных условий. Вып. LVI, изд. Управления внутренних водных путей и шоссейных дорог, Пб., 1914).

10. 45 лет тому назад (1913 г.) закончен замечательный труд по прикладному озероведению — исследование статистического отдела Олонецкого земства по состоянию рыбного промысла Олонецкой губ. и первая инвентаризация озер губернии (отмечено 2733 озера, и составлены сводные характеристики более 800 озер). Это исследование проводил статистический отдел Олонецкого земства (В. Бузин,

И. А. Кищенко и др. Естественные и экономические условия рыбного промысла в Олонецкой губ., Петрозаводск, 1915).

11. 40 лет тому назад вышел из печати капитальный труд по гидрографии России (Министерство путей сообщения), включающий гидрографию рек и озер южной и средней Карелии, исследования, произведенные на них, и материалы, полученные по Ладожскому и Онежскому озерам, бассейнам рек Свирь, Суна, Водла и других (Л. И. Цимбаленко. Указатель внутренних водных путей... Т. II. Басс. Балтийского моря, Петроград, 1918).

II. ГИДРОТЕХНИКА, ЭНЕРГЕТИКА, ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВНУТРЕННИХ ВОД

12. 40 лет назад составлены первые проекты (предварительные) энергетического использования рек Кольского п-ова: верхней Туломы (Верхне-Туломской ГЭС — инженер А. М. Евстифеев, ныне проф. Ленинградского политехнического ин-та), Колы (инженеры А. М. Евстифеев, С. В. Григорьев), всей р. Нивы (С. В. Григорьев), который лег в основу дальнейшего развития каскада Нивских ГЭС, нижней Ковды (Княжегубской ГЭС, С. В. Григорьев), а также в Карелии — Подужемской ГЭС на р. Кемь, Надвоицкой ГЭС на р. Н. Выг (инженер В. Д. Никольский). Разработка этих проектов была необходима для составления схемы энергоснабжения Кировской (б. Мурманской) железной дороги (по личным материалам С. В. Григорьева).

13. 25 лет со дня открытия (1933 г.) первенца великих работ в Советском Союзе — Беломорско-Балтийского водного пути, соединившего Онежское оз. и Белое море.

14. 20 лет ввода в эксплуатацию (1938 г.) первой в Карелии крупной тепловой электростанции — Соломенской, мощностью 6 тыс. квт. Электростанция работает на отходах Соломенского лесопильного завода (К. П. Икко, П. И. Пребышевский. Электрификация Карелии. Петрозаводск, 1958).

15. 5 лет назад (1953 г.) пущена в эксплуатацию Маткожненская ГЭС (I очередь) на р. Н. Выг.

Отделы гидрологии и энергетики
и водного хозяйства Карельского
филиала АН СССР

Поступила в редакцию
15/XII 1958

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

М. А. ЛАВРОВА

ПО ПОВОДУ СТАТЬИ Н. И. АПУХТИНА «СТРАТИГРАФИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ ПО НОВЕЙШИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ»¹

В статье Н. И. Апухтина кратко излагаются результаты изучения четвертичных отложений Кольского п-ова, которые нашли отражение в карте четвертичных отложений территории Мурманской области, составленной в 1957 г. Северо-Западным геологическим управлением под руководством автора статьи.

Так как изучение и картирование четвертичных отложений крупного региона имеет большое научное и народнохозяйственное значение, то статья Н. И. Апухтина, подводящая итог большой работе, проделанной рядом исследователей северо-западной области, заслуживает внимательного рассмотрения.

Статья состоит из трех разделов: вводной части, в которой автор кратко излагает дискуссионные вопросы четвертичной геологии данной области, описания четвертичных отложений в стратиграфической последовательности и краткой истории геологического развития Кольского п-ова и северной Карелии в четвертичный период.

По мнению Н. И. Апухтина, «для Кольского п-ова и северной Карелии, где каждое последующее оледенение почти полностью уничтожало отложения предыдущих оледенений и межледниковых веков, стратиграфическая схема должна строиться исходя из возрастных соотношений ледниковых и межледниковых отложений, развитых в северо-западных частях Русской платформы (выделено мною, — М. Л.), где они сохранились значительно лучше» (71 стр.). Наиболее удовлетворительной стратиграфической схемой четвертичных отложений, по мнению автора, является схема, предложенная Яковлевым (3) для Русской равнины.

Геологическое строение четвертичного покрова в исследованном районе, по мнению Н. И. Апухтина, представляется в следующем виде. Наиболее древними (условно среднечетвертичными) отложениями автор считает темные, безвалунные, несколько рассланцованные, карбонатные глины, залегающие на коренных породах, обнаруженные в искусственной выемке Княжой Губы в Карелии. Глины покрыты уплотненной, внизу слегка карбонатной мореной, верхняя часть которой резко отличается по цвету, плотности и минералогическому составу мелкозема от нижней части.

¹ Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Запада СССР». Сев.-Зап. геол. упр., Л., 1957, стр. 68—82.

Из-за отсутствия палеонтологических остатков датировка темных глин провизорна. Они могут быть и верхнечетвертичными, так как расчленение покрывающей их морены на два самостоятельные горизонта, относящиеся к различным оледенениям, не доказано. Среди моренного покрова, особенно в условиях расчлененного рельефа коренных пород, нередко наблюдается двучленность морены, а именно: более плотной основной морены внизу и более рыхлой морены вытаивания в верхней части. Для отнесения нижней части моренного покрова к среднечетвертичному отделу, как уверенно делает Н. И. Апухтин (77 стр.), нет никаких оснований.

К верхнечетвертичному отделу Н. И. Апухтин относит отложения четырех ледниковой и межледниковой.

Морену первого верхнего ледникового автор условно датирует временем московского оледенения. Эта морена, по его данным, почти полностью денудирована и сохранилась в 4—5 пунктах, позднее не покрывавшихся оледенением. К ней автор относит также эрратические валуны в центральной части полуострова, размытые моренные холмы, озы и камы.

Основанием для датировки отложений, по мнению автора, является присутствие морены московского оледенения в бассейне Печоры и на о-ве Колгуева, «потому, что Кольский полуостров не мог не покрываться полностью мореной московского оледенения» (72 стр., выделено мною, — М. Л.). Как видно, датировка морены не убедительна, умозрительна, так как морены удаленных друг от друга районов могли относиться к различным оледенениям и при отсутствии палеонтологически обоснованных межледниковых отложений, их подстилающих, сами нуждаются в определении возраста. Дальние сопоставления морен, отложенных ледниковыми покровами, двигавшимися из разных центров оледенения, при отсутствии палеонтологического обоснования слоев, их подстилающих, не пригодны для датировки отложений.

Ко времени второго верхнего межледникового Н. И. Апухтин относит элювиально-делювиальные отложения, широко распространенные в восточных и центральных районах Кольского п-ова. Отмечая значительную мощность отложений и постепенность перехода их в дезинтегрированные коренные породы, сам автор указывает на продолжительность периода их формирования. Несмотря на это, он утверждает, что образование элювиально-делювиальных отложений стало возможным только во второе верхнее межледниковье, после полной денудации морены, незначительные пятна и эрратические валуны которой изредка наблюдаются на поверхности.

Это положение требует доказательств, так как в условиях равнинного рельефа северо-восточной и центральной частей Кольского п-ова морена не денудирована, а вообще слабо развита и незначительно затронута процессами выветривания.

По мнению Сидоренко (2)¹, элювиально-делювиальные отложения восточной части полуострова, связанные постепенными переходами с коренными породами, образовались не во время сравнительно короткого межледниковья, а являются продуктами выветривания пород в дочетвертичное время, соответствующее длительному континентальному режиму. Эти отложения нужно рассматривать как генетически единое образование — доледниковую кору выветривания для всего Кольского п-ова.

Как видно, вопрос о датировке элювиально-делювиальных отложений встречает серьезные возражения и не является доказанным. Это же надо сказать и о датировке аллювиальных отложений восточной и северо-восточной части полуострова, так как условия образования высоких террас не объяснены автором.

Из главы «Краткая история геологического развития» (78 стр.) видно, что Н. И. Апухтин признает, что во второе верхнее межледниковье значительная часть Кольского п-ова была покрыта водами бореальной трансгрессии, отложения которой в районах развития молодых оледенений были полностью денудированы. Он предполагает, что море проникало в центральную часть Кольского п-ова, о чем, по его мнению, свидетельствует находка морской фауны на высоте 170 м над уровнем моря и диатомовой морской флоры в бассейне р. Пурнача на высоте 180 м.

С заключением Н. И. Апухтина о полной денудации отложений бореальной трансгрессии согласиться нельзя. Еще Риппас и позднее ряд исследователей Кольского п-ова показали, что морские межледниковые отложения имеют здесь широкое распространение и покрыты мореной последнего оледенения. Выводы автора по данному вопросу совершенно произвольны и далеки от фактических данных.

По мнению автора, в Мурманской области осадков второго верхнего четвертичного (калининского) оледенения нет, также не обнаружены и отложения времени третьего верхнего межледникового.

Морена валдайского оледенения или третьего верхнего ледникового, широко распространенная на севере Русской равнины, отмечена автором только в двух пунктах — на правом берегу р. Стрельны и в нижнем течении р. Усть-Пялки на Терском берегу. Стратиграфического обоснования для выделения данной морены не приводится. Станным является отсутствие данных отложений в восточной части Кольского п-ова, так как, по мнению Н. И. Апухтина, последнее оледенение не имело здесь широкого распространения, а следовательно, морена не могла быть денудирована.

Отложения четвертого верхнего межледникового представлены, по мнению автора, осадками Мгинской морской трансгрессии, распространенными на южном и юго-восточном побережье Кольского п-ова, где они покрыты мореной последнего оледенения. Мощность морских отложений значительно преуменьшена автором, так как в низовьях Поной их мощность достигает около 100 м.

Возраст межледниковых морских отложений устанавливается автором «на основании полного сходства фауны с фауной карельских и мгинских межледниковых слоев. Эта фауна отличается несколько большей теплолюбивостью по сравнению с современной фауной Белого моря и очень близка по составу к фауне Норвежского побережья Баренцева моря» (74 стр.).

С датировкой Н. И. Апухтина согласиться нельзя, так как он опирается на неправильные утверждения, что руководящий комплекс фауны бореальной трансгрессии представлен лузитанским, т. е. особо теплолюбивым составом фауны. Как известно, бореальная трансгрессия получила свое название от значительного развития бореальных, сравнительно теплолюбивых видов, которые в настоящее время обитают в водах с положительной придонной температурой и распространены в бореальной области, а именно: в незамерзающих водах Мурмана, прибрежной полосе Норвегии, Северном море, до Ламанша. Бореальные виды морской фауны обычно встречаются в мелководных прибрежных отложениях. Среди бореального комплекса фауны в отложениях морской

¹ Работа А. В. Сидоренко вышла из печати после рецензируемой статьи.

трансгрессии изредка попадают и лузитанские или так называемые южно-бореальные виды, которые в настоящее время наиболее распространены у южных берегов Франции, Испании и Португалии. Следовательно, для прибрежных отложений бореальной трансгрессии руководящий комплекс фауны представлен бореальными видами и только иногда с примесью лузитанских. Бореальный комплекс фауны развит и в межледниковых морских отложениях Карелии.

Необходимо отметить, что среди глубоководных отложений бореальной трансгрессии, приуроченных к впадинам рельефа, где аккумуляровались тонкие осадки, фауна представлена более холоднолюбивым комплексом видов, характерных для фации илов, преобразованных позднее в глины. Более мелководные бореальные, а также лузитанские виды в данных отложениях не встречаются. Такой холоднолюбивый комплекс фауны известен из более глубоководных отложений в древних долинах рек Поноя и Варзуги, низовьев Северной Двины и других районах.

Следовательно, при датировке отложений необходимо иметь в виду все фации осадков моря с их фаунистическими комплексами, которые в зоне бывшего шельфа обусловлены глубинами и связаны с впадинами рельефа дна, а не приурочивать различные морские фации к отдельным трансгрессиям, как это делает Н. И. Апухтин.

Изучение морских межледниковых отложений в связи с развитием фаунистических комплексов, а также изучение состава диатомовых и спорово-пыльцевых спектров, показало, что межледниковые отложения юго-восточного и восточного берегов Кольского п-ова, а также отложения в других районах Белого моря — северо-двинские, онежские и карельские слои — относятся к одному и тому же времени, а именно — межледниковой морской бореальной трансгрессии. Эти отложения синхронны мгинским слоям Балтийского бассейна. Следовательно, Н. И. Апухтин неправильно датирует отложения указанных районов временем четвертого верхнего межледниковья.

Ко времени четвертого верхнего ледникового (Карельского оледенения) автор относит морену, развитую в западной части Мурманской области, которая восточнее прослеживается узкой полосой вдоль Терского побережья Белого моря. Автор ошибочно считает, что центральный и северо-восточный районы Кольского п-ова мореной последнего оледенения не покрывались. В действительности в данных районах верхняя морена маломощна, прерывиста, а в центральной части представлена только отдельными эрратическими валунами. От времени последнего оледенения здесь сохранились и формы рельефа — озы, камы а также водноледниковые отложения, которые на морских побережьях сочетаются с позднеледниковыми морскими слоями.

Н. И. Апухтин утверждает, что граница последнего оледенения проведена им согласно данным Рамсея (4). К сожалению, автор не совсем правильно использовал эту работу. В работе Рамсея на схеме границ оледенения (рис. 7) видно, что она проведена им значительно севернее, чем полагает Н. И. Апухтин. Последнее оледенение, по мнению Рамсея, покрывало почти весь Кольский п-ов, за исключением его северной части от р. Вороньей до р. Варзины.

После исследований Таннера в соседних районах Рамсей изменил точку зрения на границы последнего оледенения, признав, что льдами был покрыт весь Кольский п-ов.

При описании поздних и послеледниковых отложений автор ограничивается констатацией наличия всех морских трансгрессий, установленных другими исследователями для районов побережий Баренцева и Белого морей, не приводя никаких собственных данных для доказатель-

ства распространения этих осадков на рассматриваемой им территории и не ссылаясь на использованные им в этом разделе работы.

Как видно, в статье Н. И. Апухтина имеется немало неверного и противоречивого, что объясняется, по-видимому, как неполным знанием фактического материала, так и неправильной его интерпретацией. Так, например, совершенно непонятно, почему мощные отложения бореального моря, имеющего широкое распространение, были нацело денудированы льдами (72 стр.), а отложения Мгинского моря (4-е верхнее межледниковье), позднее перекрытые оледенением, хорошо сохранились.

Работа написана без учета литературных материалов, имеющихся по исследованной территории, что нашло отражение как в скудном списке использованной литературы, так и отсутствии ссылок на данные других исследователей.

Стратиграфическая схема, предлагаемая Н. И. Апухтиным, как видно, лишена достаточного обоснования. Эта схема построена на домыслах и предположениях, исходящих из неправильных позиций, что ее необходимо строить по образцу стратиграфической схемы севера Русской платформы, разработанной Яковлевым, а не на основе фактических данных (стр. 71).

Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кольского п-ова, искусственно построенная Н. И. Апухтиным, не может быть надежной основой для практического использования хозяйственными организациями, так как не отвечает фактическим разрезам отложений, с которыми приходится иметь дело на практике. Конкретный же фактический материал по четвертичной геологии указывает, что на Кольском п-ове имеются отложения двух самостоятельных оледенений, разделенных единой морской бореальной трансгрессией, а также континентальные и морские осадки позднего и послеледникового времени.

ЛИТЕРАТУРА

1. Апухтин Н. И. К стратиграфии морских и ледниковых отложений Заонежской Карелии. Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР, 1948.
2. Сидоренко А. В. Доледниковая кора выветривания Кольского полуострова. Кольский филиал АН СССР, им. С. М. Кирова, 1958.
3. Яковлев С. А. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. Всесоюз. науч.-исслед. ин-та (ВСЕГЕИ). Нов. серия, т. 17, 1956.
4. Ramsay W. Ueber die geologische Entwicklung der Halbinsel Kola in der Quartärzeit, Fennia, 16, 1898.

ХРОНИКА

ВТОРОЕ КООРДИНАЦИОННОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО ПРОБЛЕМЕ ИЗУЧЕНИЯ И ОСВОЕНИЯ ПРИРОДНЫХ РЕСУРСОВ КОЛЬСКОГО П-ОВА

25-27 ноября 1958 г. в гор. Кировске состоялось второе координационное совещание по согласованию и уточнению планов научно-исследовательских работ на 1959—1965 гг., созванное Кольским филиалом АН СССР. В нем приняли участие 250 представителей от 49 научно-исследовательских, проектных и промышленных организаций.

С вступительным словом о целях и задачах координационного совещания выступил председатель Президиума Кольского филиала АН СССР чл.-корр. АН СССР А. В. Сидоренко. Начальник Горнометаллургического управления Мурманского совнархоза К. Д. Васин доложил о задачах научных учреждений в свете перспектив развития народного хозяйства Мурманской области.

Совещание признало, что главной задачей в области геологических исследований является расширение работ по разведке апатитовых, медно-никелевых и редкометаллических месторождений. С этой целью Министерству геологии и охраны недр СССР было рекомендовано провести в течение семилетия геолого-геофизические пересечения через Кольский п-ов, а также структурное бурение при изучении крупнейших интрузий хибин и Ловозера. Совещание сочло целесообразным проведение работ по подготовке методики разведки на никель в районе Ловно и Печенги, радио-волновому просвечиванию горных пород в никелевых районах, а также геологической разведке в перспективных участках Лапландского заповедника.

Признано необходимым привлекать для решения больших геологических проблем возможно больше крупных научных организаций.

В области горного дела необходимо расширить работы по усовершенствованию существующих и изысканию новых высокопроизводительных систем разработки, внедрению новых средств механизации трудоемких процессов при добыче руды и проведении выработок, улучшению условий труда горняков.

В исследованиях по обогащению основное внимание должно быть уделено комплексному извлечению полезных компонентов из руд, внедрению новых флотореагентов, новых схем обогащения. Совещание признало целесообразным провести работы по автоматизации на Кировской обогатительной фабрике. Наиболее сложные и широкие темы по горному делу и обогащению решено проводить по единой программе одновременно несколькими исследовательскими организациями.

Совещание признало целесообразным провести сравнительный технико-экономический расчет по металлургической схеме переработки лопарита, а также рассмотреть вопрос о целесообразности проведения исследований по использованию перовскитового концентрата как флюса к копанским рудам.

В связи со строительством цеха по производству двойного суперфосфата на Волховском алюминиевом заводе совещание сочло целесообразным установить возможность извлечения редкоземельных элементов из апатита при сернистой экстракции.

Участники совещания обратились в Мурманский совнархоз с просьбой ускорить строительство экспериментальных установок на предприятиях области и опытного цеха Кольского филиала АН СССР.

Секция гидрологии и энергетики установила, что необходимо организовать экспериментальные и исследовательские базы, станции и пункты по изучению водных и энергетических ресурсов Кольского п-ова. В первую очередь следует предусмотреть организацию стационара по комплексному исследованию водоемов Кольского п-ова с программой работ, отражающей природные особенности Мурманской области и специфику ее промышленного развития.

На секции строительных материалов решено обратить особое внимание на теоретические исследования проблемного характера.

Намечен ряд вопросов для прикладных исследований на ближайший период и под-

готовлены предложения совнархозу о привлечении к ним отраслевых исследовательских организаций. Назрела необходимость организации нового направления исследований в области строительной физики и оптимальных путей применения новых строительных материалов на Кольском п-ове.

Участники совещания детально обсудили и согласовали планы научно-исследовательских работ на 1959—1965 гг. Достигнута договоренность о формах и методах постоянной координации работ, создана постоянно действующая координационная комиссия, в которую вошли представители 22 организаций.

В последние годы сектор болото-ведения и мелиорации Карельского филиала АН СССР провел большую работу по изучению торфяных болот республики и составлению кадастра болот, пригодных для сельскохозяйственного освоения. В основу изучения болот был положен метод дешифровки материалов аэрофотосъемки с последующим экспедиционным исследованием торфяных массивов — ключей, типичных для отдельных природных районов. Широкое применение аэрометода в исследовании болот дало возможность в сжатые сроки изучить большие пространства Карелии, занятые болотами; и составить сводный кадастр болот с характеристикой торфяной залежи.

Справочник по торфяному фонду Карелии с картой масштаба 1:600 000, опубликованный в 1957 г., впервые дает представление о торфяном фонде республики и краткую характеристику торфяных районов, насчитывающих около 7 тыс. болотных систем общей площадью до 3,5 млн. га.

Большие запасы торфов, составляющие около 9 млрд. м³, могут быть использованы в различных отраслях народного хозяйства Карелии в качестве энергетического, топлива, удобрений и т. д.

На основании данных «торфяного фонда» выделены конкретные объекты для первоочередного сельскохозяйственного использования площадью около 50 000 га (100 объектов). Объекты привязаны к определенным колхозам и совхозам. Кроме того, они выделены для первоочередного промышленного использования торфов.

В результате работ, проведенных Карельским филиалом АН СССР и Главторффондом РСФСР по выявлению торфяных ресурсов Карелии, Совет Министров РСФСР постановил включить в проект плана развития народного хозяйства на 1959—1965 гг. строительство в Карельской АССР торфопредприятия для Петрозаводской ТЭЦ с годовой мощностью 300 тыс. т. фрезерного торфа; строительство двух торфобрикетных заводов (Сортавальского и Пряжинского) мощностью по 25 тыс. т. брикетов в год каждый и двух торфопод-

стильных заводов (Олонецкого и Сортавальского) с годовой мощностью по 10 тыс. т.

С 14 по 18 апреля 1958 г. в гор. Вильнюсе состоялась VI научная конференция по изучению водоемов Прибалтики. На ней было принято решение о созыве в начале июня 1959 г. очередной VII конференции в столице Карельской АССР г. Петрозаводске.

По инициативе прибалтийской группы Ихтиологической комиссии АН СССР научные конференции по изучению водоемов Прибалтики проводятся ежегодно, начиная с 1953 г. Целью конференций является взаимное ознакомление с научными и практическими достижениями в области изучения водоемов бассейна Балтийского моря.

В работе конференций участвуют: Ихтиологическая комиссия АН СССР, некоторые институты АН СССР, Академии наук Белоруссии, Латвии, Литвы и Эстонии и их институты, университеты и организации Прибалтийских республик и областей РСФСР, изучающие водоемы Балтийского бассейна. С 1957 г. активное участие в конференциях стали принимать Академия наук и ведомственные институты Польской Народной республики. В том же году в работу конференций включились научные учреждения Карельской АССР.

Для подготовки и проведения VII научной конференции, созываемой в Петрозаводске, создан Карельский оргкомитет, в который вошли представители от Ихтиологической комиссии АН СССР, лаборатории озероведения АН СССР, Белорусской ССР, прибалтийских республик и карельских научных и производственных организаций. Председателем оргкомитета избран заведующий отделом гидрологии Карельского филиала АН СССР, заслуженный деятель науки КАСР С. В. Григорьев.

Оргкомитет рассмотрел программу работ конференции и различные организационные вопросы. Намечается заслушать около 50 докладов и выступлений по различным разделам: 1) состоянию изучения водоемов; 2) вопросам общего озероведения, гидрологического режима озер; 3) фауне и флоре водоемов; болезням рыб; 4) ихтиофауне, состоянию рыбозапасов и вопросам воспроизводства; 5) водохранилищам, ихтиологии и гидробиологии; бальнеологическому использованию водоемов и другим.

По опыту предыдущих лет будет организована выставка, в которой примут участие учреждения Карельской АССР и некоторые институты Академий наук союзных республик.

Для ознакомления участников конференции с водоемами Карелии и постановкой исследований на них будут проведены экскурсии.

Во второй половине 1959 г. в Москве состоится Декада карельского искусства и литературы. В подготовке к Декаде принимают участие научные сотрудники Института языка, литературы и истории Карельского филиала АН СССР. Сотрудниками сектора литературы и народного творчества М. Ф. Пахомовой и Н. С. Полищук составлена «Летопись литературной жизни Карелии за 40 лет (1917—1957 гг.)» (22 а. л.) В «Летописи» впервые собран обширный материал, характеризующий развитие литературного движения в Карелии. Составителями просмотрены книжные и периодические издания, фонды республиканского архива, архива Союза писателей Карелии и Всесоюзной книжной палаты. Сотрудник сектора У. С. Конка подготовила к Декаде популярный сборник «Карельские сказки» (8 а. л.), канд. филологических наук К. В. Чистов — сборник «Перстень — двенадцать ставешков (Избранные русские сказки Карелии)» (14 а. л.), канд. филологических наук Г. Н. Макаров — сборник «Карельские пословицы, поговорки и загадки» (5 а. л.).

Сотрудники кабинета звукозаписи С. Н. Кондратьева и Л. В. Суни приняли участие в составлении сборника «Карельские народные песни» (140 песен). Редактировали сборник член Союза советских композиторов Л. М. Кершнер, канд. филологических наук А. А. Беляков и научный сотрудник М. М. Хмяляйнен.

Кроме изданий, подготовленных Карельским филиалом АН СССР, сотрудники института языка, литературы и истории приняли участие в сборнике критических статей Союза писателей КАСР (В. Я. Евсеев, Э. Г. Карху, А. Г. Хурмеваара, К. В. Чистов) и подготовили статьи для

декадных номеров центральных журналов (Э. Г. Карху о Т. Гуттари для журнала «Дружба народов» и К. В. Чистов — о романе А. Тимонена «Родными тропами» для журнала «Знамя»).

Кроме того, будет продолжено чтение лекций о карельской литературе для трудящихся Петрозаводска и районов республики.

Вышел из печати сборник статей «Щелочные граниты Кольского полуострова», составленный в основном коллективом авторов Кольского филиала АН СССР (И. Д. Батиева, А. В. Галахов, И. В. Гинзбург, А. М. Иванов, Д. Д. Мирская, А. И. Морозов, А. А. Чумаков, Б. А. Юдин) при участии Н. А. Елисеева, Л. И. Пазюка, В. В. Фиженко и А. М. Шукевича. Отв. редактор сборника — доктор геол.-минералог. наук О. А. Воробьева (Москва).

В первой части сборника дано описание всех известных в настоящее время интрузий щелочных гранитов Кольского п-ова, образующих крупнейшую в мире провинцию общей площадью около 3500 км².

Вторая часть сборника включает обобщающие статьи по структуре, петрографии, петрохимии и вопросам происхождения щелочных гранитов.

Результаты исследования, приведенные в сборнике, представляют интерес для решения больших теоретических задач, связанных с проблемой происхождения щелочных гранитов, с механизмом образования трещинных интрузий платформенного типа и явлениями щелочного метасоматоза. Выполнен большой труд, обобщающий разрозненные материалы по классической провинции щелочных гранитов.

СОДЕРЖАНИЕ

ГЕОЛОГИЯ

	Стр.
В. О. Ружицкий. О находках алмазов на Русской платформе и перспективах ее алмазоносности	3
В. А. Токарев. О некоторых чертах геологической структуры Кольско-Скандинавского региона	14
А. С. Сахаров. Опыт применения способа разрежения сети к подсчету запасов	27
Н. А. Корнилов. Некоторые наблюдения в контакте эффузивных диабазов печенгской свиты	33
В. А. Соколов. Генетические типы доломитов среднего протерозоя южной Карелии	40
А. А. Никонов. Особенности строения озон и вопросы палеогеографии позднеледниковья в южной части Печенгского района	47
А. Д. Арманд, М. Д. Дорфман. К вопросу о происхождении отрицательных форм рельефа Хибинского щелочного массива	59
А. И. Богачев. Несколько замечаний о реакционном принципе Боуэна	67

ГИДРОЛОГИЯ

М. П. Максимова. Органический углерод и окисляемость в водах Белого моря	71
Ф. И. Быдин. Атмосферные осадки, сток и испарение на Кольском п-ове	75

БИОЛОГИЯ

Е. Ф. Винниченко. К вопросу о причинах плохой перезимовки клеверов в условиях Карелии	78
Л. Р. Петрова. Особенности формирования колоса яровой пшеницы при охладении корневой системы	87
А. Н. Печорина. Анализ изменений мозаики эндосперма злаков вследствие инъекции в него вещества эндоспермов родственных форм	98
Л. А. Кудерский. Материалы по питанию младших возрастных групп судака в водоемах Карелии	106

ПОЧВОВЕДЕНИЕ

Р. М. Морозова. К вопросу о содержании и формах азота в органическом веществе почв Карелии	116
И. М. Нестеренко. К вопросу определения коэффициентов фильтрации слабопроницаемых грунтов	121

ЛЕСОВЕДЕНИЕ

Ф. И. Акакиев. Значение фенологических форм ели для массовой селекции в условиях южной Карелии	130
Г. Е. Пятецкий. Влияние уровня грунтовых вод и температуры на рост молодняков ели	139

ТЕХНИЧЕСКИЕ НАУКИ

Л. И. Барон, В. В. Гушин, В. В. Лештаев. Опыт количественной оценки естественного дробления руды в длинном рудоспуске на руднике Юкспор	146
---	-----

ХИМИЯ

- Н. Ф. Комшилов, М. Н. Летонмяки, А. В. Прохоров, И. И. Ефишев. О путях и методах снижения расходных коэффициентов серной кислоты при производстве таллового масла из сульфатного мыла 151

КРАТКИЕ СООБЩЕНИЯ

- С. В. Григорьев. Летопись по истории науки и техники (Карелия и Кольский п-ов) 156

КРИТИКА И БИБЛИОГРАФИЯ

- М. А. Лаврова. По поводу статьи Н. И. Апухтина «Стратиграфия четвертичных отложений Кольского полуострова и северной Карелии по новейшим исследованиям» 159

- Хроника 164

Ведущий редактор Г. В. Кикинов
Технический редактор Л. В. Шевченко
Корректоры
Г. А. Проводина, О. И. Дегутис

*

Сдано в набор 15/1 1959 г.
Подписано к печати 21/IV 1959 г. Е—07802.
Бумага 70×108 1/16, 10,5 печ. листов—14,38
усл. печ. л. 12,16 уч.-изд. л. Тираж 600 экз.
Заказ № 87. Цена 7 руб.

Госиздат Карельской АССР
Петрозаводск, пл. 25 Октября, 1.

*

Сортавальская книжная типография
Министерства культуры Карельской АССР
Сортавала, Карельская, 32.