

РАСПРОСТРАНЕНИЕ РУКОВОДЯЩИХ ВАЛУНОВ В МОРЕНАХ ПОСЛЕДНЕГО ОЛЕДЕНЕНИЯ ЭСТОНСКОЙ ССР

А. РАУКАС,

кандидат геолого-минералогических наук

Изучение руководящих валунов имеет важное значение для решения многих геологических и палеогеографических вопросов антропогена. На основе их изучения возможно стратиграфическое расчленение антропогеновых отложений, восстановление направления движения материкового льда в разные этапы оледенения, картирование дна морских и озерных бассейнов, установление местонахождения ледоразделов, выяснение перемещения центра оледенения и т. д.

Руководящие валуны должны соответствовать примерно следующим требованиям:

- 1) коренные выходы их должны иметь небольшие, резко ограниченные (и не повторяемые в других районах) площади распространения;
- 2) они должны быть более или менее одинаково устойчивы против истирания и выветривания;
- 3) они должны быть хорошо отличимы в полевых условиях по макроскопическим признакам;
- 4) они должны встречаться в достаточных количествах для построения веера их рассеивания.

К сожалению, в Эстонской ССР валунов, соответствующих этим требованиям, немного, что затрудняет группирование руководящих типов валунов и решение стратиграфических проблем на основе количественных сопоставлений выделенных групп [4].

Впервые веера рассеивания руководящих валунов на территории Эстонии приводит в 1912 году Х. Хаузен [15]. В качестве руководящих валунов он использует выборгские и аландские рапакиви, далярские и суурсаарские порфиры и уралитовый порфирит из Таммела. Так как он свои исследования проводил, пользуясь в основном флювиогляциальными (озовыми) отложениями, то указанные им веера рассеивания руководящих валунов не отражают действительного направления движения материкового льда в течение последнего оледенения. Особенно большие расхождения по сравнению с данными, полученными в настоящее время, наблюдаются в определении распространения аландских пород.

В работе, опубликованной в 1913 году [17], он дополнительно указывает на распространение красного и бурого кварцевого порфира со дна Балтийского моря и яласского порфира.

Веера рассеивания руководящих валунов на территории Эстонии указаны также в работах ряда других авторов [22, 47 и др.], но они мало обоснованы новым фактическим материалом и поэтому существенно не отличаются от вееров Х. Хаузена.

Наиболее детально освещаются вопросы распространения руководящих валунов на территории Эстонской ССР в работах Х. Вийдинга [2, 44, 48, 49]. Он отмечает на территории республики присутствие следующих типов руководящих валунов:

1. Выборгские рапакиви с разными подтипами;
2. Рапакиви юго-западной Финляндии с разными подтипами;
3. Аландские рапакиви с разными подтипами;
4. Аландский кварцевый порфир;
5. Хогландский (суурсаарский) кварцевый порфир;
6. Красный кварцевый порфир со дна Балтийского моря;
7. Бурый кварцевый порфир со дна Балтийского моря;
8. Ботнические порфиры и гранофир;
9. Лабрадорские порфириты из юго-западной Финляндии, Аланда и Хогланда (Суурсаар);
10. Оливиновый диабаз из Сатакунта;
11. Уралитовый порфирит из района Таммела;
12. Уралитовый порфирит из района Пеллинге;
13. Метаморфизованный плагиоклазовый порфирит из района Тампере.

Р. Тарвидас [7] выделяет для территории Литвы около 100 отдельных руководящих валунов. Кроме выделенных Х. Вийдингом типов руководящих валунов он указывает [8, 9] всею рассеивания через территорию Эстонии и Латвии еще ряда других типов пород (хельсинкита, шарового гранита из Борга, ставролитового сланца из окрестностей Рускеала-Томасъярви и др.). Следует отметить, что некоторые руководящие типы, выделенные им, по нашему мнению, требуют дальнейшего уточнения.

В 1959 году Институт геологии АН ЭССР получил от научно-исследовательских учреждений Швеции и Финляндии коллекции главнейших руководящих типов валунов Прибалтики. Нам оказалось возможным определение еще ряда образцов валунов с неопределенной исходной областью при помощи специалистов Финляндии. Все это, в связи с новыми исследованиями, дало автору возможность сделать уточнения в пригодности выделенных разными авторами типов руководящих валунов и дать более подробное представление о распространении этих пород в моренах последнего оледенения республики. Полученные результаты излагаются в настоящем сообщении в сжатом виде по отдельным типам валунов.

Выборгские рапакиви. Выборгский массив рапакиви находится в юго-восточной части Финляндии. Общая площадь массива, по исчислениям финских геологов, достигает 18 000—20 000 км² [5], что относит его к числу самых больших интрузивов мира. К выборгскому массиву с севера через узкий перешеек примыкает массив Суомен-ниemi, а близ него располагается небольшой массив Ахвенисто (Мянтухарью).

Х. Вийдинг [49] выделяет среди поверхностных эрратических валунов из Выборгского массива следующие подтипы:

- 1) выборгиты,
- 2) питерлиты,
- 3) зеленовато-серые и зеленовато-бурые рапакиви,
- 4) среднезернистые рапакиви-граниты,
- 5) порфировидные рапакиви с мелкозернистой основной массой,
 - а) буровато-серого цвета основной массы,
 - б) коричневатого-бурого цвета основной массы,
 - в) пятнистый гранит,
- 6) порфировидные рапакиви с грубозернистой основной массой,
- 7) гранит-порфир Мянтухарью,
- 8) рапакиви-аплит.

Все названные подтипы встречаются и в моренах нашей республики, но их количество далеко не одинаково. Подавляющее число валунов и галек составляют выборгиты и зеленовато-серые или зеленовато-бурые рапакиви. Довольно часто встречаются также породы типа питерлита. Лишь единичны находки рапакиви-аплита и гранит-порфира из Мянтухарью.

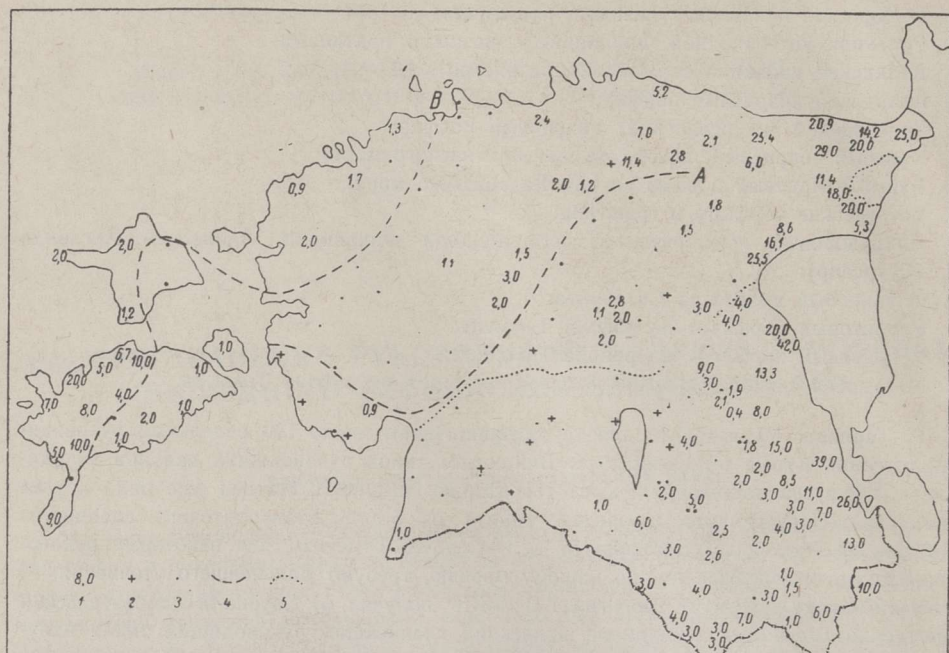


Рис. 1. Содержание рапакиви в галечной фракции морен последнего оледенения Эстонии. 1 — содержание в % от кристаллических пород; 2 — рапакиви встречаются в очень незначительном количестве или содержание их точно не установлено; 3 — пункты наблюдения, в которых рапакиви отсутствуют; 4 — границы стадийальных наступлений, более поздних, чем лужская, на основе изучения кристаллических пород в моренах. Буквой А обозначена граница невской стадии, буквой В — граница паливереской стадии; 5 — граница силура и девона.

В распространении отдельных подтипов имеются локальные своеобразия. Уже Х. Вийдинг [49] отметил, что зеленовато-серые и зеленовато-бурые рапакиви встречаются более часто в крайней восточной части республики, в частности на западном берегу озера Пейпси. Это подтверждается также нашими анализами. Ясную тенденцию к концентрации в более восточных районах республики имеют также пятнистые граниты.

Содержание выборгского рапакиви среди кристаллических пород в моренах республики колеблется в больших пределах, от долей процента до десятка процентов. Наиболее высокое содержание их наблюдается в крайней восточной части Эстонии (рис. 1).

Породы из Выборгского массива относятся к числу наиболее важных и хороших руководящих валунов в Эстонии, несмотря на то, что некоторые его типы макроскопически часто не отличимы от пород других рапакиви-массивов Финляндии.

Надежность использования руководящих валунов из Выборгского массива для территории Эстонии объясняется ясно ограниченными веерами их распространения (рис. 2, 3).

Рапакиви юго-западной Финляндии. В юго-западной Финляндии известны два крупных массива рапакиви, которые располагаются между Пори и Турку. Северный из них известен в литературе под названием массива Лайтила, более южный — под названием массива Вехмаа.

Ценность рапакиви из юго-западной Финляндии в качестве руководящих типов гораздо меньше, чем выборгских, так как веера рассеивания их частично совпадают с веерами рассеивания аландских пород (рис. 2, 3, 4). Судя по литературным источни-

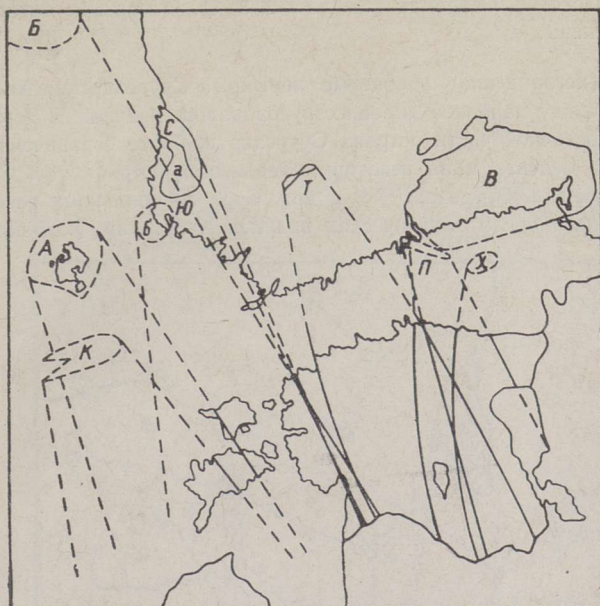


Рис. 2. Распространение руководящих валунов во время лужской стадии последнего оледенения. *Б* — ботнические порфиры; *А* — породы Аландского массива; *К* — кварцевые порфиры со дна Балтийского моря; *С* — сатакунтские оливиновые диабазы; *Ю* — рапакиви юго-западной Финляндии; *а* — массив Лайтила; *б* — массив Вехмаа; *Т* — уралитовые порфириты Таммела; *П* — уралитовые порфириты Пеллинге; *В* — выборгские рапакиви; *Х* — суурсаарские (хогландские) кварцевые порфиры. Примечание: коренные выходы руководящих валунов на рис. 2—4 приводятся по Х. Вийдингу (1957).

кам [40 и др.] и имеющимся в Институте геологии АН ЭССР коллекциям финляндских пород, некоторые типы рапакиви и рапакиви-гранитов из юго-западной Финляндии макроскопически не отличаются от их аландских аналогов. Вспомогательным способом для их различения служит факт, что аландские рапакиви и рапакиви из юго-западной Финляндии сопровождаются только характерными для них руководящими валунами [2]. Аландские рапакиви, например, сопровождаются аландскими кварцевыми порфирами и красными кварцевыми порфирами со дна Балтийского моря, а рапакиви из юго-западной Финляндии — пернио-гранитами и оливиновыми диабазами из Сатакунта. Это помогает уточнению их границ распространения и позволяет использовать их в качестве руководящих валунов. Для количественных вычислений соотношения содержания аландских пород и пород из юго-западной Финляндии рапакиви не пригодны.

Рапакиви из юго-западной Финляндии распространяются в моренах западных островов и северо-западной и крайней западной части материковой Эстонии (рис. 1, 2, 3, 4).

Аландские граниты, рапакиви и кварцевые порфиры. Исходной областью аландских пород служат Аландские острова и окаймляющее эти острова дно Балтийского моря.

Несмотря на сходство с некоторыми разновидностями в юго-западной Финляндии, все гранитовые породы Аландских островов могут быть использованы в качестве руководящих. Наибольшее значение среди них имеют кварцевые порфиры.

Аландские породы распространяются в моренах западной части о. Хийумаа и за-

падной и средней частях о. Сааремаа (см. рис. 2, 3, 4). В моренах материковой Эстонии они не обнаружены.

Суурсаарские (хогландские) кварцевые порфиры. Суурсаарские кварцевые порфиры относятся к числу наиболее хороших руководящих валунов в Эстонии. Их выходы известны в восточной части острова Суурсаар и, более ограниченно, в краевых частях Выборгского массива и на некоторых небольших островах (о. Сомеро и др.) в Финском заливе близ о. Суурсаар [21, 45 и др.]. Судя по обильному распространению суурсаарских порфиров среди эрратических валунов в Эстонии, Х. Вийдинг [49] пред-

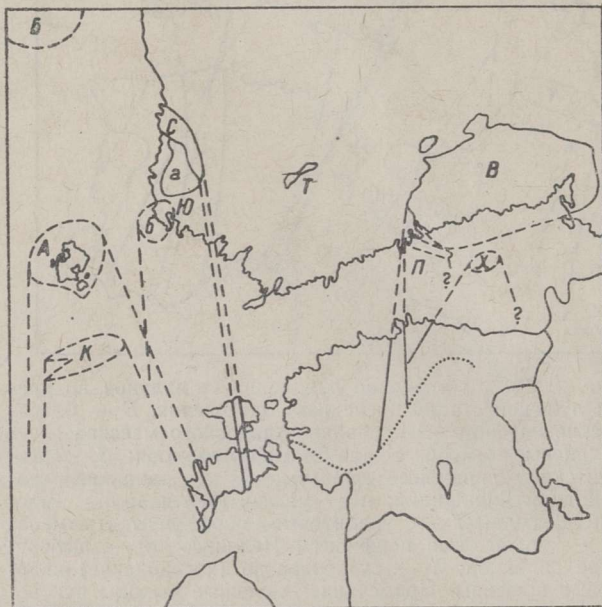


Рис. 3. Распространение руководящих валунов во время невиской стадии последнего оледенения. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

полагает, что коренные выходы их располагаются также на дне Финского залива.

Суурсаарские кварцевые порфиры генетически связаны с выборгскими рапакиви-гранитами [36] и они характеризуются большим разнообразием различных подтипов [34 и др.].

Суурсаарские кварцевые порфиры встречаются лишь в моренах восточнее Вьртсъярвской впадины (рис. 2, 3). Содержание их редко превышает 2% от всех кристаллических пород в морене.

Суурсаарские порфиры не всегда можно отличить от некоторых представителей ботнических порфиров, распространенных в моренах западной Эстонии. Но ввиду того, что веера рассеивания ботнических и суурсаарских порфиров на территории Эстонии не сопрягаются, это явление не имеет практического значения.

Кварцевые порфиры Балтийского моря. Исходной областью кварцевых порфиров Балтийского моря является дно Балтийского моря к юго-востоку от Аландских островов. В качестве руководящих валунов их начали использовать с конца прошлого столетия. Х. Хедстрем [18] впервые указал, что широко распространенные на территориях к югу и юго-востоку от Балтийского моря кварцевые порфиры бурого цвета не Далярского (средняя Швеция) происхождения, а их исходную область надо искать на дне Балтийского моря. Позже В. Мильтерс [31, 32] дал такое же объяснение красноватым кварцевым порфирам, которых раньше считали Родон-порфирами. Исходной

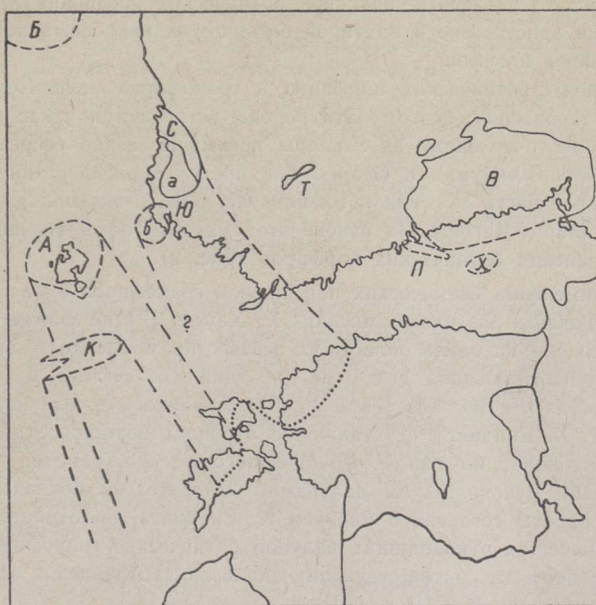


Рис. 4. Распространение руководящих валунов во время паливереской стадии последнего оледенения. Условные обозначения те же, что на рис. 2.

областью этих порфиров он указал дно Балтийского моря непосредственно к югу от Аландских островов, восточнее выходов бурых кварцевых порфиров, но на основе изучения валунов на острове Готланд он [33] передвинул их предполагаемые выходы немного к юго-востоку.

Кварцевые порфиры Балтийского моря легко распознаются и являются ценными руководящими валунами. В условиях Эстонии большее значение имеют красные порфиры Балтийского моря, так как бурые порфиры распространены здесь очень ограниченно. У нас имеется пока лишь одна находка бурого кварцевого порфира непосредственно из морены (обн. Мынту на полуострове Сырве). Кроме того, нельзя забывать предположения П. Эскола [12] и Ю. Хеземанна [21] о том, что коренные выходы бурого порфира имеются не в одном, а во многих местах на дне средней части Балтийского моря и южной части Ботнического залива. Если это действительно так, то использование бурого балтийского порфира в качестве руководящего типа затруднительно.

Красные кварцевые порфиры Балтийского моря широко распространены в моренах западной части острова Сааремаа (рис. 2, 3, 4), где количество их обычно колеблется в пределах 1—2%, но иногда достигает 4% (Мынту) от всех кристаллических пород в морене. Восточная граница распространения красных кварцевых порфиров в моренах последнего оледенения в общих чертах совпадает с линией Выхма — полуостров Вэтта, оставаясь примерно на 20 км к западу от восточной границы распространения аландских пород. В моренах материковой части Эстонии и острова Хийумаа порфиры Балтийского моря не обнаружены.

Ботнические порфиры и гранофир. Как у кварцевых порфиров Балтийского моря, так и у ботнических порфиров и гранофиров исходной областью является подводная территория. Ботнические порфиры были впервые описаны Х. Хаузенем [16], который нашел в юго-западной Финляндии и на Аландских островах валуны порфиров, не известных ему в Финляндии. П. Эскола [13] предполагает, что выходы ботнических порфиров находятся на дне Ботнического залива к северо-западу от Пори примерно на широте Родо и генетически связаны гранофирами [11]. Ю. Хеземанн [21] выделяет по макроско-

пическим признакам 13 различных подтипов ботнических порфиров. Х. Вийдинг [48, 49] отмечает в Эстонии присутствие 3 подтипов ботнических кварцевых порфиров и ряда фельзитовых порфиров и туфов.

Коренные выходы ботнических порфиров и гранофинов находятся относительно далеко от нашей территории, поэтому эти породы встречаются у нас редко. Найденные в моренах немногочисленные экземпляры преимущественно сосредоточены в западной части островов Хийумаа и Сааремаа в пределах распространения аландских пород. В материковой части Эстонии нами найдено лишь 2 экземпляра, более восточный из них близ Пярну-Яагупи. На основе этой находки нами указана и восточная граница распространения ботнических порфиров (рис. 2).

По поводу применения ботнических порфиров и гранофинов в качестве руководящих валунов высказаны различные мнения. Х. Хаузен [16] не считает их руководящими валунами, так как исходная область их неизвестна. Ф. Менде [30] видит в них ключ для геологического картирования дна моря, но также не считает их руководящими. По мнению П. Эскола [12], Ю. Хеземанна [21] и Р. Тарвидаса [9], они являются руководящими валунами. Х. Вийдинг [48, 49] также не отрицает возможность их применения в качестве руководящих, но ввиду ограниченного распространения считает их не особенно надежными руководящими валунами. Относительно ботнических порфиров автор настоящей работы согласен с мнением Х. Вийдинга, но отрицает возможность использования в качестве руководящих валунов ботнические гранофиры, так как последние трудно отличить от соответствующих аналогов на Аландских островах, в Швеции и в южной Финляндии [20, 21, 11 и др.].

Лабрадоровые порфиристы. Х. Вийдинг [2] выделяет в качестве руководящих валунов лабрадоровые порфиристы из трех ареалов: из юго-западной Финляндии, Аландских островов и о. Суурсаар. В списке руководящих валунов Р. Тарвидаса [9] отмечен лабрадоровый порфирит из Суурсаар. В качестве руководящих валунов использованы лабрадоровые порфиристы также Э. Краусом [23].

Судя по литературным источникам, лабрадоровые порфиристы и лабрадориты встречаются в коренном залегании в тесной связи с рапакиви. Они обнажаются в центральной части Выборгского массива в окрестностях Сямяля и Тааликкала, в крайних частях Аландского массива и массива Ахвенисто. Кроме того, они контактируют с кварцевыми порфирами в Суурсаар и Сомеро и распространяются в окрестностях Гаммела вместе с уралитовыми порфиритами [3, 24, 30]. Х. Вийдинг [48, 49] предполагает их выходы также на дне Балтийского моря.

Ни в одном из названных районов лабрадоровые порфиристы не имеют широкого распространения, поэтому вполне закономерно, что и среди эрратических валунов они представлены слабо. В моренах республики они встречаются в виде одиночных валунов и галек и не обнаруживают какой-нибудь более ясной тенденции к концентрации в отдельных частях республики. Кроме того, лабрадоровые порфиристы, собранные в различных районах Эстонии, петрографически не отличаются или отличаются слабо друг от друга.

Основываясь на вышесказанном, мы отрицаем возможность применения лабрадоровых порфиритов в качестве руководящих валунов в Прибалтике.

Оливиновый диабаз из Сатакунта. Наиболее крупные выходы оливиновых диабазов располагаются в юго-западной Финляндии (массив Сатакунта). Они встречаются здесь в виде силлов и даек, которые прорывают более древние песчаники и рапакиви-массивы. По возрасту это самое молодое звено ютнийского комплекса [43]. В структуре и составе их наблюдаются весьма незначительные колебания. Так, почти всегда отмечается неориентированная и ясно выраженная офитовая структура [3, 26, 27 и др.].

К сожалению, выходы оливиновых диабазов в Сатакунта не единственные. Они известны также в пределах Аландского массива, на островах Маркета и Санкани и к северу от Скепвика [40], в пределах массива Ахвенисто [38] и, вероятно, на дне Ботнического залива [11]. Оливиновые диабазы распространяются еще в Швеции (окрестности

Далярне и др.). Кроме того, их можно при поверхностной работе спутать с безоливиновыми жильными диабазами и другими представителями основных пород офитовой структуры, которые обнаружены на Аландских островах, в пределах Выборгского массива и в других районах южной Финляндии [12, 30 и др.].

В моренах республики оливиновые диабазы распространяются в основном в северо-западных районах материковой части Эстонии и на островах, но охватывают также узкую полосу (протягивающую через Хаапсалуский и Матсалуский заливы западнее Лихула и Пярну) материковой Эстонии (рис. 2, 3, 4). В восточной Эстонии оливиновый диабаз обнаружен пока лишь в одном местонахождении (Савала), где его исходной областью могли служить выходы оливиновых диабазов в пределах массива Ахвенисто.

Распространение галек и валунов оливиновых диабазов в западной Эстонии и на островах указывает на их тесную связь с Сатакунтским массивом. Только в пределах распространения аландских пород сатакунтские оливиновые диабазы мастично смешиваются с оливиновыми диабазами с Аланда. В этом случае последние сопровождаются другими руководящими аландскими породами. Восточные границы распространения аландских и сатакунтских пород не совпадают и четко разграничиваются, что дает возможность использования сатакунтских оливиновых диабазов в качестве руководящих валунов в Эстонии. Для южной Прибалтики их использование, по всей вероятности, весьма затруднительно.

Уралитовые порфириды распространяются, в основном, в моренах восточной Эстонии, где содержание их среди кристаллических пород иногда достигает двух или даже трех процентов*. В западной Эстонии уралитовые порфириды встречаются редко, а в моренах западных островов они совершенно не обнаружены. Распространение уралитовых порфиридов указывает прежде всего на два исходных района (Таммела и Пеллинге), которые, по литературным источникам, широко известны. По петрографическому характеру уралитовые порфириды в названных двух ареалах, по имеющимся данным, отличаются мало. Поэтому западная граница порфирита из Пеллинге и восточная граница порфирита из Таммела указаны нами (как было сделано и Х. Вийдингом [2]) лишь по количественному распространению валунов и галек (рис. 2). Но нельзя упускать из виду тот факт, что выходы уралитовых порфиридов в окрестностях Таммела и Пеллинге не являются единственными, а более ограниченные выходы их известны еще и в других местах южной и средней Финляндии и в Швеции [3, 12, 22, 30, 39, 42 и др.]. Это затрудняет вырисовывание их вееров рассеивания и использование для стратиграфических и палеографических построений. Исходя из этого, Э. Краус [23] даже не считает их руководящими валунами. Мы включаем их в группу руководящих валунов тоже условно и не рассматриваем их как особенно надежные руководящие типы.

Метаморфизованный плагиоклазовый порфирит из района Тампере в качестве руководящего типа был выдвинут Х. Вийдингом [2, 44 и др.] на основе изучения эрратического валунного материала в Эстонии. По мнению Х. Вийдинга, коренные выходы его располагаются в окрестностях г. Тампере и генетически связаны с уралитовыми порфиритами Таммела.

В нашем распоряжении имеются лишь 5 образцов этого порфирита. Три из них расположены в пределах указанного Х. Вийдингом конуса рассеивания метаморфизованного порфирита, два вне его (Силламяэ, Лихула). На основе такого небольшого материала мы, конечно, не можем сделать коррективов в распространении метаморфизованного порфирита, но необходимо учитывать, что, по данным А. Симонена [43], метаморфизованные эффузивы основного состава известны в Финляндии в нескольких местах.

Так как метаморфизованные порфириды имеют среди эрратического материала

* Нередко имеются также обнажения, где уралитовые порфириды не обнаружены.



Рис. 5. Содержание хельсинкитов в галечной фракции морен последнего оледенения Эстонии. 1 — содержание в % от кристаллических пород; 2 — хельсинкиты встречаются в очень незначительном количестве или содержание их точно не установлено; 3 — хельсинкиты отсутствуют.

ограниченное распространение и исходные районы их точно не установлены, мы не считаем их руководящими валунами, но в то же время не отрицаем возможности их использования. Этот вопрос требует дальнейшего уточнения.

Хельсинкиты известны в литературе под различными названиями. Они называются то хельсинкитами [2, 25, 30, 41, 44 и др.], то уакитами [46 и др.], то эпидот-альбит-сиенитами или натронсиенитами (Мякинен, Вяюрюнен — по Вилькману [46]).

Выходы хельсинкитов не связаны с каким-нибудь определенно ограниченным районом. Они известны в многочисленных участках в южной и средней Финляндии, в меньшей мере Швеции [46 и др.]. При этом, как указывает Ю. Хеземанн [9], шведские хельсинкиты, по-видимому, существенно не отличаются от финских аналогов. Поэтому нам кажется неудачной попытка Р. Тарвидаса [9] рассматривать хельсинкиты в качестве руководящих типов и связывать их распространение только с коренными выходами близ Хельсинки.

По поводу хельсинкитов как руководящих типов высказывались и раньше различные мнения, но частично они были связаны с ограниченными для своего времени сведениями об их распространении. Так, А. Лайтакари [25] и особенно Ф. Менде [30] считают их даже хорошими руководящими типами, Э. Краус [23], наоборот, отрицает возможность их использования, так как выходы их известны во многих районах Финляндии. Особого значения не придают хельсинкитам также П. Эскола [12] и Ю. Хеземанн [20, 21]. О. Меллис [28, 29] и Х. Вийдинг [44] оставляют этот вопрос открытым, предполагая, что при детальном изучении различных типов хельсинкитов, возможно, будут установлены некоторые характерные разновидности, по происхождению связанные с каким-нибудь более узким регионом и, тем самым, могущие служить руководящими типами.

Хельсинкиты распространяются преимущественно в моренах средней и восточной Эстонии (рис. 5). В моренах западной Эстонии они встречаются редко, а в мо-

генах западных островов не обнаружены. Среди найденных хельсинкитов наблюдается большое структурное разнообразие. Встречаются равномернозернистые, пегматитовые, порфириовидные и брекчиевидные разновидности. При этом резко преобладают равномернозернистые подтипы. В территориальном распространении вышеотмеченных разновидностей, на основе собранного материала, каких-либо более ясных закономерностей нам выяснить не удалось. Поэтому вряд ли окажется возможным установление конкретных подтипов хельсинкитов в качестве руководящих. Во всяком случае, при настоящем уровне знаний о геологии хельсинкитов использование их в качестве руководящих валунов, по нашему мнению, нецелесообразно.

Остальные руководящие типы. Различными авторами в качестве руководящих валунов выдвинуты многие представители финляндских гранитов. Так, например, Ю. Хеземанн [21], Р. Тарвидас [9] и др. отмечают среди руководящих типов ханго-гранит, пернио-гранит, шаровый гранит из Борга, серый нистад-гранит и др.

Ханго-гранит нельзя считать руководящим типом, так как он распространен на значительных площадях южной Финляндии — от Турку до Выборгского массива [8 и др.].

Выходы пернио-гранита известны в юго-западной Финляндии в окрестностях Толфнаси—Кимито—Пернио. В моренах Эстонии они найдены, в основном, в пределах веера рассеивания рапакиви из юго-западной Финляндии, а в виде редких находок также в восточной Эстонии. Его значение в качестве руководящего типа в Эстонии требует дальнейшего уточнения.

Шаровый гранит из Борга в моренах Эстонии пока не найден. Нельзя возлагать большие надежды также на серый нистад-гранит, так как его выходы, по всей вероятности, имеются и в восточной Финляндии (по Х. Вийдингу).

Ю. Хеземанн [21] и Р. Тарвидас [9] в качестве руководящего типа выделяют также пироксеновый гранодиорит из Какскерта, описанный В. Хакманом [14]. Его выходы характерны для Финляндии, но не единственны в окрестностях Какскерта [21]. Поэтому считать их руководящими валунами в Эстонии оказывается невозможным.

Находки ставролитового слюдяного сланца из окрестностей Рускеала+Томасъярви (выделенного в качестве руководящего типа Р. Тарвидасом [9]) в моренах Эстонии автору настоящей работы не известны.

Наблюдения над распространением руководящих валунов в моренах республики показывают, что эти породы принесены сюда потоками льда с различным направлением движения. Территория Эстонской ССР находится недалеко от бывшего центра оледенения, поэтому здесь преобладают ледниковые отложения и формы рельефа, связанные с последними этапами существования ледников. Судя по распространению руководящих валунов в моренах последнего оледенения, можно относительно территории Эстонии говорить о трех более крупных этапах или стадиях валдайского оледенения. Выделенные этапы не могут быть связаны с этапами оледенения более низкого ранга, т. е. осцилляциями, так как последние связаны лишь небольшими колебаниями ледникового края, во время которых направления продвижения вновь поступающих ледниковых масс не могли существенно отличаться от предыдущих.

В поверхностных моренах последнего оледенения всей южной Эстонии встречаются в большом количестве валуны, которые явно принесены потоком льда юго-восточным направлением движения (рис. 2). Вероятно, эти породы были принесены ледником, соответствующим лужской стадии, по А. А. Алейникову [1 и др.].

Во время последующей (невской, по А. А. Алейникову) стадии ледники уже не доходили до территории южной Эстонии [35] и, судя по распространению руководящих валунов в моренах (в частности, выборгских рапакиви и суурсаарских кварцевых порфиров), не покрывали также Пандиверескую возвышенность (рис. 1, 3). Наступление ледника невской стадии происходило, в основном, в южном или юго-западном направлении, отличаясь от направления движения предыдущего — луж-

ского ледникового языка (рис. 2, 3). На это указывают, кроме распространения руководящих валунов, еще содержание девонских пород в моренах невской стадии близ коренных выходов девона в северо-восточной Эстонии, ориентировка галек в этих моренах и ориентировка ледниковых шрамов, а также направление радиальных озоз в северо-восточной и западной Эстонии [6]. Граница максимального распространения материкового льда невской стадии маркируется краевыми образованиями к северу и северо-западу от г. Пярну. На это указывает отсутствие рапакиви юго-западной Финляндии и сатакунтских оливиновых диабазов к северу и присутствие их к югу от этих краевых образований (Тыстамаа и др.). Эти породы были принесены сюда потоком льда лужской стадии юго-восточного направления (рис. 1, 2).

До окончательного отступления материкового льда с территории республики в северо-западную часть ее и на западные острова происходило еще одно стадийное наступление в юго-восточном направлении движения [2, 6], о чем говорят краевые образования северо-западной Эстонии и состав руководящих валунов в моренах этих районов. Так, здесь встречаются в большом количестве породы из юго-западной Финляндии, отсутствующие в моренах к югу от отмеченных выше краевых образований (рис. 1, 4). Эту стадию мы называем, по наиболее хорошо выраженным краевым образованиям в северо-западной Эстонии, паливереской стадией.

В южной Эстонии под поверхностной мореной (лужской стадии) местами залегает еще более древняя морена, отделенная от поверхностной отложениями межстадийного характера (например, Камера [4]). Вследствие этого мы можем говорить еще о четвертой на территории республики группе стадийных отложений, которые условно сопоставляются с двинскими, по А. А. Алейникову [1 и др.]. О составе руководящих валунов в моренах двинской стадии имеется пока немного данных. По присутствию в моренах юго-восточной Эстонии этого возраста (например в Реола) выборгских рапакиви и суурсаарских порфиров можно предполагать, что эти морены отложены ледниками с южным или юго-восточным направлением движения.

На основании вышеизложенного и анализа распространения руководящих валунов в более южных районах Прибалтики [7, 8, 9 и др.], напрашивается вывод, что в начале как последнего, так и предпоследнего оледенения в Прибалтике преобладало юго-восточное направление движения льда, обусловленное влиянием Скандинавских гор. Не требует особого пояснения, что первоначальный центр оледенения мог находиться только в горах, где имеются более благоприятные условия для накопления фирна и начального продвижения ледников, чем на равнине. Потом, в связи с похолоданием климата и увеличением мощности материкового льда, центр оледенения постепенно расширился на предгорные и равнинные участки восточной Швеции и средней Финляндии, после чего преобладающим стало южное направление движения льда.

В дальнейшем, в связи с потеплением климата, происходит отступление материкового льда. Отступления сменяются иногда новыми наступлениями, но так как они происходят уже на фоне общего улучшения климата, то ледники не достигают своего прежнего положения, а освобождают некоторую полосу территории [1 и др.]. Изменения происходят также в центре оледенения, который вновь уменьшается и постепенно отодвигается в сторону Скандинавских гор. В связи с этим, южное направление движения ледников отдает место ледникам юго-восточного направления. Следует подчеркнуть, что все стадийные отложения и формы рельефа последнего оледенения в Эстонии связаны именно с этими последними этапами движения ледников.

От приведенной идеальной схемы, безусловно, могут встречаться отклонения, возникающие вследствие повторных похолоданий и потеплений климата, а также под влиянием ледников других центров оледенения, как это отмечается, например, для миндельского оледенения. «Это было время наибольшего распространения Новоземельского ледника, оттеснявшего Скандинавский ледник настолько сильно к западу, что валуны из западной Финляндии и восточной Швеции были принесены до берегов восточной Англии, а в морене северной Германии получили господство представители финляндских пород» [10, стр. 85]. Под влиянием локальных центров оледенения объ-

ясняется, по-видимому, нехарактерное для последних этапов существования ледников южное или юго-западное направление движения льда на нашей территории во время невисской стадии последнего оледенения.

Нет сомнения, что в ближайшем будущем ход наступления и отступления материкового льда в Прибалтике будет значительно уточнен, и при решении этого вопроса наблюдения над руководящими валунами сыграют немалую роль.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. А. Алейников, 1960. Об основных вопросах изучения четвертичных (антропогенных) отложений Северо-Запада СССР. Изд. ЛГУ.
2. Х. Вийдинг, 1957. Распространение и петрография эрратических валунов Эстонской ССР. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, научн. сообщ., т. IV, Вильнюс.
3. Х. Ваярюнен, 1959. Кристаллический фундамент Финляндии. Изд. ИЛ, М.
4. К. К. Орвику, 1956. Стратиграфическая схема антропогенных (четвертичных) отложений территории Эстонской ССР. Тр. Ин-та геол. АН ЭССР, 1, Таллин.
5. А. А. Полканов, 1956. Геология хогландия-иотния Балтийского щита (стратиграфия, тектоника, кинематика и магматизм). Тр. лаборат. геологии докембрия, в. 6, М.—Л.
6. А. В. Раукас, 1961. Литология и минералогия основных морен Эстонской ССР. Автореферат диссертации, Таллин.
7. Р. Тарвидас, 1957. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, научн. сообщ., т. IV, Вильнюс.
8. Р. Тарвидас, 1960. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений на территории Литовской ССР. Сб. статей для XXI сессии международного геол. конгресса. Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР, Вильнюс.
9. Р. И. Тарвидас, 1961. Кристаллические валуны последнего и предпоследнего оледенений южной Прибалтики и их минералого-петрографическая характеристика. Автореферат диссертации, Вильнюс.
10. С. В. Яковлева, 1961. Успехи в области четвертичной геологии, достигнутые с помощью изучения ледниковых валунов в СССР. Материалы по генезису и литологии четв. отложений. Изд. АН БССР, Минск.
11. P. Eskola, 1928. On Rapakivi Rocks from the Bottom of the Gulf of Bothnia. Fennia 50, No. 27, Helsinki.
12. P. Eskola, 1933. Tausend Geschiebe aus Lettland. Suomalaisen Tiedeakatemia Toimituksia, Sarja A, XXXIV, No. 5, Helsinki.
13. P. Eskola, 1934. Über die Bottenmeerporphyre. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 104, Helsinki.
14. V. Hackman, 1923. Der Pyroxen-Granodiorit von Kaskerta bei Åbo und seine Modifikation. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 61, Helsinki.
15. H. Hausen, 1912. Studier öfver de Sydfinnska ledblockens spridning i Ryssland, jänte en öfersikt af is-recessionens förlopp i Ostbaltikum. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 32, Helsinki.
16. H. Hausen, 1912. Undersökning af porfyrblock från sydvästra Finlands glaciala aflagringer. Fennia 32, No. 2, Helsinki.
17. H. Hausen, 1913. Über die Entwicklung der Oberflächenformen in den russischen Ostseeländern und angrenzenden Gouvernements in der Quartärzeit. Fennia 34, No. 3, Helsinki.
18. H. Hedström, 1894. Studier öfver bergarter från morän vid Visby. Sveriges Geol. Undersökn., Ser. C, No. 139, Stockholm.
19. J. Hesemann, 1929. Über Helsinkigeschiebe in Deutschland. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 5, Berlin.
20. J. Hesemann, 1936. Zur Petrographie einiger nordischer kristalliner Leitgeschiebe. Abhandl. d. Preussischen Geol. Landesanstalt, Neue Folge, H. 173, Berlin.
21. J. Hesemann, 1939. Zur Petrographie weiterer hauptsächlich ostfennoskandischer Leitgeschiebe. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 15—2, Berlin.
22. J. Korn, 1927. Die wichtigsten Leitgeschiebe der nordischen kristallinen Gesteine im norddeutschen Flachlande, Berlin.
23. E. Kraus, 1934. Über die Geschiebe in Lettland. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 10—2, Berlin.
24. A. Lagorio, 1876. Mikroskopische Analyse Ostbaltischer Gebirgsarten. Arch. Naturk. Liv-, Est- und Kurlands, Ser. I, Bd. VIII, Dorpat.
25. A. Laitakari, 1918. Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 51, Helsinki.

26. A. Laitakari, 1924. Über das jotnische Gebiet von Satakunta. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 73, Helsinki.
27. A. Laitakari, 1928. Palägenese am Kontakt des postjotnischen Olivindiabases. Fennia 50, No. 35, Helsinki.
28. O. Mellis, 1928. Über das Vorkommen von Helsinkitgeschieben in Lettland. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 4—4, Berlin.
29. O. Mellis, 1932. Zur Genesis des Helsinkits. Geol.-Fören, Stockholm Förhandl., Bd. 54.
30. F. Mende, 1925. Typengesteine kristalliner Diluvial-geschiebe aus Südfinnland und Åland. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 13—1, Berlin.
31. V. Milthers, 1905. Woher stammen die sogenannten «Rödö» — Quarzporphyr-Geschiebe im baltischen Diluvium? Medd. fra Dansk. Geol. Forenh., XII.
32. V. Milthers, 1909. Scandinavian Indicator-Boulders in the Quaternary deposits. Danmarks Geol. Undersögelse, R. II, No. 23.
33. V. Milthers, 1933. Leitgeschiebe aus Gotland und Gotska Sandön sowie die Heimat der Ostseeporphyre. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., Bd. 55.
34. H. Müller, 1932. Über die Geschiebe von Hogland-Quarzporphyr. Ztschr. f. Geschiebeforschung, 8—2, Berlin.
35. K. Orviku, 1960. Uus- ehk kainosooline ladekond. Töös Ulevaade Eesti aluspõhja ja pinnakatte stratigraafiast, Tallinn.
36. W. Ramsay, 1890. Om Hoglands geologiska byggnad. Geol. Fören. Stockholm Förhandl., Bd. 12.
37. A. Raukas, 1961. Mandrijää liikumisest Eestis. Eesti Loodus, 3.
38. A. Savonlahti, 1956. On the Petrology of the Ahvenisto Massif, Helsinki.
39. J. J. Sederholm, 1899. Über eine archaische Sedimentformation im südwestlichen Finnland und ihre Bedeutung für die Erklärung der Entstehungsweise des Grundgebirges. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 6, Helsinki.
40. J. J. Sederholm, 1934. On Migmatites and Associated Precambrian Rocks of Southwestern Finland. Part III. The Åland Islands. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 107., Helsinki.
41. J. Seitsaari, 1951. The Schist Belt Northeast of Tampere in Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 153, Helsinki.
42. A. Simonen, 1953. Stratigraphy and Sedimentation of the Svecofennidic Early Archean Supracrystal Rocks in Southwestern Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 160, Helsinki.
43. A. Simonen, 1960. Pre-Quaternary Rocks in Finland. Bull. Comm. Geol. Finl., No. 191, Helsinki.
44. H. Viiding, 1955. Eesti NSV rändkivide petrograafiast. LUS aastaraamat, k. 48, Tartu.
45. W. Wahl, 1925. Die Gesteine des Wiborger Rapakiwigebietes. Fennia 45, No. 20, Helsinki.
46. W. Wilkman, 1928. Über Unakite in Mittel-Finnland. Fennia 50, No. 15, Helsinki.
47. A. Öpik, 1937. Rändkividest Eestis. Looduskaitse I, Tallinn.
48. H. Viiding, 1952. Rändkivide geoloogiast ENSV mandrialal. Diplomitöö. Käsikiri TRU geoloogia osakonna fondides.
49. H. Viiding, 1955. Eesti NSV rändkividest. Dissertatsioon. Käsikiri TRU Teaduslikus Raamatukogus.

Институт геологии
Академии наук Эстонской ССР

Поступила в редакцию
12. VI 1962

JUHTKIVIMITE LEVIK VIIMASE MANDRIJÄÄTUMISE MOREENIDES EESTI NSV-s

A. Raukas,
geoloogia-mineraloogiateaduste kandidaat

Resüme

Kõige paremateks juhtkivimiteks Eesti NSV territooriumil on Viiburi rabakivid ja Suursaare ning Ahvenamaa kvartsporfüürid. Juhtkivimitena on võimalik käsitleda ka Edela-Soome rabakive, Ahvenamaa graniite ja rabakive, Läänemere punast ja pruuni kvartsporfüüri, Satakunta oliviindiabaasi, Botnia lahe porfüüre ja Tammela ning Pellinge uraaliitporfüürite. Juhtkivimitena ei saa käsitleda helsingiite (joon. 2), labradorporfüürite, Hango-graniiti, Kakkerta pürokseen-granodioriiti ja Botnia lahe granofüüri. Täpsustamist

nõuab Tampere ümbruse metamorfiseerunud plagioklasporfüriidi, Perniõ-graniidi, Nystad-graniidi, Borga-keragraniidi ja Ruskeala-Tomasjärvi staurolitvilgukilda käsitlemise võimalikkus juhtkivimina.

Moreenide ja moreenides esinevate juhtkivimite leviku alusel on vabariigi territooriumil võimalik kõnelda neljast viimase (valdai) mandrijäätumise staadiumist: daugava, luuga, neeva ja palivere staadiumist. Igaüht neist iseloomustab kindel, teistest staadiumidest erinev mandrijää liikumise suund ja vastavalt sellele ka kindel juhtkivimite koostus. Daugava staadiumi setete ja neid setteid kujundanud mandrijää liikumissuuna kohta on seni vähe andmeid. Luuga staadiumi iseloomustab mandrijää liikumine valdavalt loode-kagu suunas (joon. 3), neeva staadiumi aga põhja-lõuna või isegi kirde-edela suunas (joon. 4). Neeva staadiumi jääkeel ei katnud enam kogu Eesti NSV territooriumi. Viimase, palivere staadiumi valdavalt loode-kagu suunas liikuv jääkeel ulatus vaid Loode-Eestisse ja vabariigi läänesaartele (joon. 5).

Nii viimase kui ka eelviimase mandrijäätumise alguses paiknes jäätumiskeskus Skandinaavia mägedes, mistõttu valitses mandrijää liikumine loode-kagu suunas. Seoses kliima halvenemisega laienes jäätumiskeskus Ida-Rootsi ja Kesk-Soome aladele ning mandrijää hakkas domineerivalt liikuma põhja-lõuna suunas. Jäätumise lõpul, seoses kliima paranemisega, kandus jäätumiskeskus taas Skandinaavia mägedesse ning uuesti muutus mandrijää liikumises valitsevaks loode-kagu suund. Lahkuminekuks esitatud skeemist on põhjustatud kliimaatiliste tingimuste kõikumistest ning teistest jäätumiskeskustest pärinevate liustikukeelte survest.

Eesti NSV Teaduste Akadeemia
Geoloogia Instituut

Saabus toimetusse
12. VI 1962

DISTRIBUTION OF INDICATOR BOULDERS IN THE MORaine OF THE LAST CONTINENTAL GLACIATION IN THE ESTONIAN S. S. R.

A. Raukas

Summary

The most suitable indicator boulders of Soviet Estonia are the Viborg rapakivi and Hoglandian and Ålandian quartz-porphyrtes. As indicator boulders it is also possible to use South-West Finlandian rapakivi, Ålandian granites and rapakivi, Baltic red and brown quartz-porphyrtes, Satakuntian olivine diabase, Bothnian porphyrites and uralite porphyrites of Tammela and Pelling. It is not possible to use as indicator boulders helsingites (fig. 2), labrador porphyrites, hango granite, Kakskerta pyroxene-granodiorite and Bothnian granophyre. It is necessary to make a more precise investigation into the possibilities of using as indicator boulders the metamorphised plagioclase-porphyrte of Tampere region. Perniõ granite, Nystad granite, Borga ball-granite and Ruskeala-Tomasjärvi staurolite-mica shale.

On the basis of the distribution of moraines and indicator boulders occurring in them, it is possible to speak of four stages of the last (Valdai) continental glaciation on Soviet Estonian territory: the Dvina, Luga, Neva and Palivere stages. Each of these stages is characterized by a certain direction of continental ice, differing from that of the other stages and, accordingly, by a certain combination of indicator boulders. There are as yet but few data on the deposits of the Dvina stage and on the direction of the continental ice during that period. The Luga stage is characterised by a prevalently NW—SE direction of the continental ice (fig. 3), the Neva stage — by a N—S or even NE—SW direction (fig. 4). During the Neva stage, the ice-tongue did not cover the entire territory of Soviet Estonia any longer. During the last, mainly NW—SE-directed Palivere stage, the ice-tongue covered only the northwestern part of the continental territory and the western islands of the Republic (fig. 5).

At the beginning of both the last and last but one continental glaciations, the centre of glaciation was in the Scandinavian mountains, owing to which circumstance the NW—SE direction of the movement of the ice became prevalent. In connection with the deterioration of the climate, the centre of the glaciation was extended over the territories of East-Sweden and Central Finland, and the N—S direction of the movement of the continental ice began to dominate. This direction is typified by the maximal distribution of the glacier in the Baltic countries. At the end of the glaciation, with the improvement of the climate, the glaciation centre was transferred once again to the Scandinavian mountains, and the direction of the ice movement was again a NW—SE one. The deviations from that scheme are mostly due to fluctuations of the climatic conditions and to the pressure of glaciers coming from other glaciation centres.

Academy of Sciences of the Estonian S. S. R.,
Institute of Geology

Received
June 12th, 1962