

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р

Л. Е. ШУСТОВА

В. А. ДЕДЕЕВ

К. О. КРАТЦ

**ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА
ЗЕМНОЙ КОРЫ
БАЛТИЙСКОГО ЩИТА**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

551.24:551.26

Л. Е. ШУСТОВА,
В. А. ДЕДЕЕВ,
К. О. КРАТЦ

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ЛЕНИНГРАД · 1973

Глубинная структура земной коры Балтийского щита. Шустова Л. Е., Дедеев В. А., Кратц К. О. Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1973, стр. 1—67.

Анализ геофизической и геологической информации по глубинному строению Балтийского щита свидетельствует о разделении его территории на блоки. В основном рассматриваются четыре крупных блока, имеющих различные мощность и структуру. На основании данных неотектоники и сейсмологии утверждается, что в настоящее время блоки движутся друг относительно друга и что это движение направлено в сторону изостатического выравнивания. Анализ геолого-геохронологических данных приводит к выводу об унаследованном развитии блоков и о том, что современные движения Балтийского щита определяются в основном расположением древних докембрийских разломов. Библ. — 131 назв., рис. — 13, табл. — 4.

Ответственный редактор

В. А. Дедеев



ВВЕДЕНИЕ

В последние годы проблема становления и эволюции земной коры в докембрии привлекает к себе все большее внимание. Это объясняется тем, что докембрий составляет основную часть (около 7/8) времени существования земной коры, а также тем, что с породами докембрия в мире связаны потенциально неограниченные запасы минерального сырья. В связи с этим изучение современной глубинной структуры земной коры одной из древнейших докембрийских региональных структур мира — Балтийского щита — несомненно крайне необходимо для восстановления истории ее формирования.

В пределах Балтийского щита архейские и протерозойские складчатые комплексы пород обнажаются на обширных площадях Швеции, Финляндии, Норвегии, Кольского полуострова и Карелии. На востоке и на юге эти древнейшие метаморфические образования перекрыты осадочным чехлом Русской платформы. На западе в современном срезе щит ограничен надвинутыми на него горноскладчатыми комплексами каледонид Норвегии, а на севере он погружается под лежащие полого позднедокембрийские отложения платформенного чехла.

Основным материалом для анализа глубинного строения земной коры Балтийского щита послужили комплексные результаты качественной и количественной интерпретации региональных гравитационных и магнитных аномалий. Последние были тесно увязаны с сейсмическими и сейсмологическими исследованиями, а также с данными геологических и геодезических съемок. Следует отметить, что хотя целью настоящей работы является выяснение структуры земной коры Балтийского щита, все расчеты и построения были выполнены для щита и обрамляющих его каледонид. Поэтому резульативные карты и выводы даются для всей территории Фенноскандии.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

В настоящее время практически нет крупных обобщающих работ по структуре земной коры для всей территории Балтийского щита, в которых были бы комплексно учтены региональные геологические, геофизические, геохимические и радиологические данные. Современные представления о геологическом строении Балтийского щита и Норвежских каледонид наиболее полно отражены на Международной тектонической карте Европы под редакцией Н. С. Шатского, Г. Штилле, А. А. Богданова и др. (1964), Тектонической карте Евразии под редакцией А. Л. Яншина (1966 г.), а также в многочисленных работах советских и зарубежных геологов (Богданов, 1968; Кратц и др., 1964; Харитонов, 1966; Шуркин, 1968; Барт, Рейтан, 1967; Гейер, 1967; Эскола, 1967, и др.). Наиболее полные данные о геохронологии щита приведены в работах А. А. Полканова и Э. К. Герлинга (1961), К. О. Кратца, С. Б. Лобач-Жученко (1970), а также в работах зарубежных геологов (Kouvo, Tilton, 1966; Welin et al., 1966; Welin, Lundqvist, 1970).

На Балтийском щите выполнен большой объем геофизических исследований различного масштаба. Для изучения глубинного строения земной коры, естественно, наибольший интерес представляют результаты региональных геофизических исследований. Поэтому на их характеристике мы остановимся более подробно.

Большая площадь Балтийского щита покрыта гравиметрической съемкой мелкого и среднего масштаба. Аэромагнитная съемка различного масштаба проведена также на всей территории щита. Региональные сейсмические исследования выполнены по отдельным профилям общей протяженностью свыше 1000 км. При этом применялись различные методы: глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ), регистрация упругих колебаний от промышленных взрывов, близких и далеких землетрясений и др. Аэроэлектроразведочные работы проведены на очень незначительной территории, результаты их мы учитывали только при изучении строения земной коры на северо-западе Кольского полуострова.

Региональные гравиметрические исследования

С 1960 г. до настоящего времени территория восточной части Балтийского щита покрывалась планомерной гравиметрической съемкой мелкого и среднего масштабов. На зарубежной территории щита проводилась в основном мелкомасштабная съемка. На рис. 1 представлена сводная карта аномалий силы

тяжести для этой части щита, составленная Э. Э. Фотиади, В. А. Ескевич и Л. Е. Шустовой. При этом для территории Швеции были использованы данные гравиметрических съемок, проведенных в 1941—1948 гг. Общее число пунктов превышает 3000. Карта была представлена в масштабе 1:2 500 000 в редукции Буге, плотность промежуточного слоя $\sigma = 2.67$ г/см³ (Wideland, 1946, 1951, 1954). Площадь Финляндии исследована гравиметрической съемкой в 1945—1960 гг. в масштабе 1:1 000 000. Материалы этой съемки, а также 188 определений силы тяжести на островах Финского и Ботнического заливов и 178 измерений в акватории заливов Балтийского моря легли в основу гравиметрических карт для этих территорий в различных редукциях (Honkasalo, 1960). Для территории Норвегии были использованы каталоги маятниковых пунктов (Hirvonen, 1937) и данные детальных гравиметрических съемок отдельных районов: грабена Осло, северной и южной Норвегии (Norges..., 1960; Bertelsen, 1967; Brooks, 1966, 1970; Ramberg, Englund, 1969, и др.).

Интерпретации аномалий силы тяжести Балтийского щита посвящено незначительное число работ зарубежных исследователей. В некоторых из них даны результаты изучения земной коры отдельных районов. Так, в работах М. Брукса (Brooks, 1966, 1970) по гравитационной карте и значениям плотности пород рассчитывается модель земной коры прибрежной полосы на северо-западе Норвегии. Другие работы касаются отдельных геологических структур (Smithson, 1963; Smithson, Ramberg, 1970), глубинного строения некоторых кислых и основных интрузий на юге Норвегии.

Изучению глубинного строения земной коры советской части Балтийского щита по гравиметрическим данным посвящены работы Б. А. Андреева (1938); И. Г. Клушина, Л. Е. Шустовой (1965); Л. Е. Шустовой (1966, 1963а, 1963б). В работе М. Я. Циркульниковой и сотрудников (1968) дано блоковое строение восточной части Балтийского щита. Г. Н. Шаблинский (1963) на основании данных сейсмики и гравиметрии изучил глубинное строение Хибинского и Ловозерского плутонов нефелиновых снитов.

Региональные исследования магнитного поля

Советская часть Балтийского щита в настоящее время покрыта аэромагнитной съемкой среднего и частично крупного масштабов. Съемка планомерно проводится сотрудниками Западного геофизического треста (ЗГТ) Министерства геологии РСФСР начиная с 1948 г. Результаты этих съемок представлены картами графиков и изолиний различных масштабов. Природа региональных и локальных аномалий, методика геологической интерпретации достаточно подробно освещены в литературе (Суворова, Бер-

ковский, 1966; Поротова, Сипакова, 1963; Верба, 1971; Поротова и др., 1968; Дедеев, Берковский, 1969, и др.). Авторы этих работ в результате анализа различных по конфигурации, размерам и интенсивности аномалий магнитного поля делают заключение, что основные интенсивные, четко выраженные локальные аномалии на Балтийском щите обусловлены следующими факторами.

1. Телами магнетитовых кварцитов и сланцев гимольской и кольской серий. Интенсивность поля над ними в среднем равна 6000—7000, иногда до 40 000 гамм.

2. Комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов и магнетит-амфиболо-пироксеновыми сланцами. Интенсивность магнитного поля — от 600 до 3000 гамм.

3. Массивами и дайками пород габброидного ряда. Несколько тысяч гамм достигает магнитное поле над габброидами массивов Цаги, Краснощелья, Кейвского габбро-анортозитового пояса, р. Пялочной и др. Однако следует заметить, что некоторые массивы габбро слабомагнитны. К ним относятся массив основных пород Монче-Чуна-тундр, центральная часть массива Ондомских озер и др. Магнитное поле над такими массивами очень слабое — от 0 до 300 гамм.

4. Массивами основных и ультраосновных пород (интрузии Печенги, Ветреного пояса, Серпентинитового пояса и др.). Интенсивность поля меняется от 2000 до 5000 гамм. Однако есть и немагнитные тела такого же состава, как например юго-восточная часть массива Панских высот, а также Мончегорский плутон основных и ультраосновных пород.

5. Пластинообразными трещинными телами габбро-диабазов и диабазов, но опять же далеко не всеми. На Кольском полуострове известны диабазы Печенги и Имандра-Варзуги, которые в основном немагнитны. В Карелии они чаще всего слабомагнитны. Поле ΔT над последними имеет интенсивность 200—600 гамм. Наиболее магнитны (2000—3000 гамм) диабазы среднего протерозоя.

6. Порфировидными плагиомикроклиновыми гранитами Ара (0—1400 гамм) и в устье р. Поной (200—700 гамм).

7. Многофазными интрузиями ультраосновных щелочных пород (5000—8000 гамм).

Кроме указанных аномалий на Балтийском щите установлены обширные региональные аномалии, имеющие очень сложную геологическую природу и занимающие большие площади. Исследованию природы таких аномалий посвящены работы Г. А. Поротовой и М. С. Сипаковой (1963); В. В. Верба (1971), М. Я. Цирульниковой и Р. С. Сокол (1968).

По зарубежной территории Балтийского щита мы располагаем следующими материалами. В 1965 г. Государственная обсерватория Канады покрыла аэромагнитной съемкой территорию Финляндии, Швеции, Норвегии и Дании. Съемка включала непрерывную запись магнитного склонения (D), горизонтальной (H) и верти-

кальной (Z) составляющих и модуля полного вектора (T). Расстояние между маршрутами составляло 35 км, высота полета — 3 км. В результате съемки составлена карта графиков аномального поля ΔT_a (Eleman, Borg, 1969; рис.17). Для построения карты аномальных значений использовано нормальное поле, представленное полиномом третьей степени.

Для нас основным рабочим материалом по зарубежной части щита являлась карта аномального магнитного поля Z_a , составленная Э. Э. Фотиади, Л. Е. Шустовой и Р. Г. Рулевой по каталогам магнитных определений (рис. 2). При этом использовано около 3000 определений. Работы, посвященные интерпретации магнитного поля зарубежной части Балтийского щита, в основном касаются отдельных аномальных участков Финляндии (Laitakari, 1969; Pääkkönen, 1966, и др.), Норвегии (Ramachbadre et al., 1967; Brooks, 1970; Bertelsen, 1967, и др.), массивов основных пород центральной Швеции (Andreas, 1965).

Региональные сейсмические исследования

Изучение строения земной коры различными сейсмическими и сейсмологическими методами по всей территории Балтийского щита проводилось с различной степенью детальности. На советской части щита региональные исследования методом ГСЗ ведутся с 1958 г. коллективами ЗГТ, ЛГИ, ВСЕГЕИ, ВИРГа, Треста спецгеофизика (Геология и глубинное строение., 1968; Грачев и др., 1960; Литвиненко, Некрасова, 1963; Литвиненко, 1968а, 1968б). Расположение профилей ГСЗ показано на рис. 3.

Вдоль широтного профиля (рис. 3, 1) длиной около 200 км в северной Карелии выполнены продольное профилирование и вертикальное параметрическое зондирование. Впервые этими работами была установлена мощность земной коры в 35—37 км и обосновано ее расчленение по упругим свойствам на несколько слоев (Грачев и др., 1960; Литвиненко, 1968а). Важным достижением в изучении строения земной коры явилось установление многочисленных нарушений в корреляции сейсмических волн на разных уровнях, соответствующих, по данным интерпретации, зонам глубинных разломов. Последние обычно развиты в зонах сочленений различных структурно-фациальных зон. Исследования по профилю на северо-западе Кольского полуострова (рис. 3, 2) общей протяженностью 550 км проведены с различной детальностью. Морская часть профиля изучена схематично. Более детально изучена сухопутная часть. На глубинном разрезе вдоль этого профиля отчетливо видно слоисто-блоковое строение земной коры (Литвиненко, 1968б). Сейсмические исследования вдоль профилей 3, 4 были направлены на детальное изучение приповерхностной части земной коры районов Имандра-Варзуга и Кейв-

ского синклинория. Попутно выяснились и особенности более глубоких зон. Глубинные границы намечены в основном по отраженным волнам. Методом отраженных волн изучено также глубинное строение Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Шаблинский, 1963).

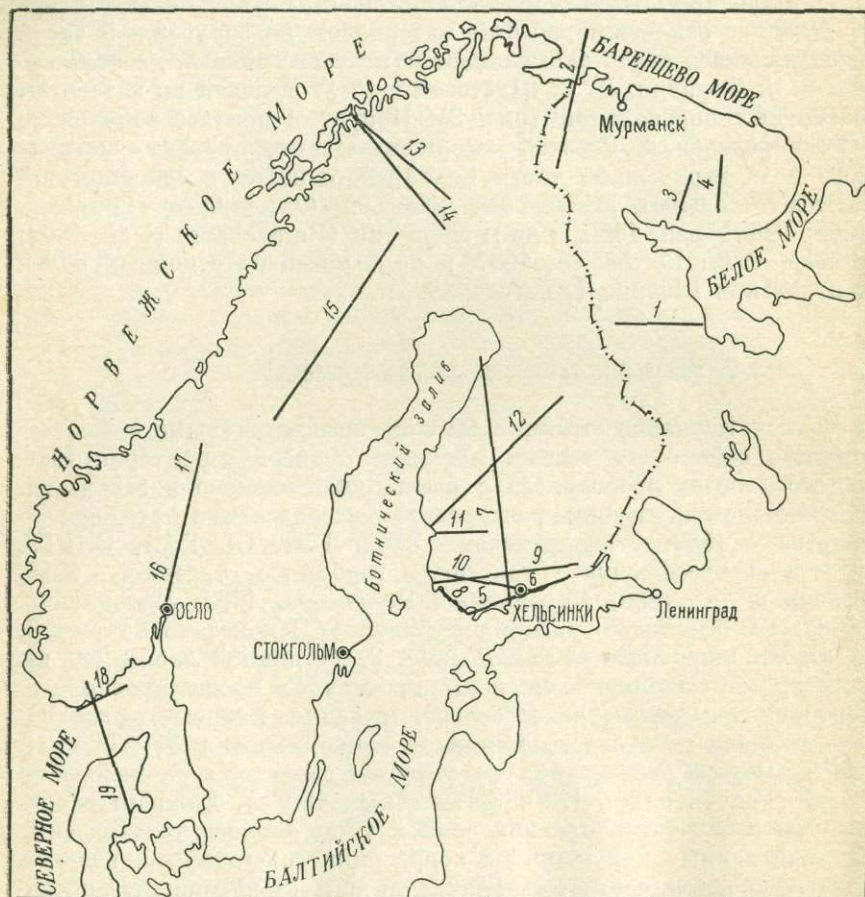


Рис. 3. Расположение профилей (1—19) глубинных сейсмических исследований на территории Балтийского щита (название профилей см. в табл. 1).

В результате проведенных исследований методом ГСЗ было доказано слоисто-блоковое строение земной коры Балтийского щита. В работе И. В. Литвиненко (1968а, см. рисунок) приведены обобщенные разрезы земной коры Балтийского щита. Первая сейсмическая граница, на которой отмечается резкое увеличение скорости упругих волн (до 6.3—6.6 км/сек.), отмечается на глубинах

3—8 км. Сейсмическая граница, где скорость достигает значений 6.8—6.9 км/сек., характерных для поверхности базальтового слоя (поверхность Конрада — К), отмечается на глубине 10—20 км. На более глубоких границах наблюдается монотонное увеличение скорости (до 35—40 км, где фиксируется самый резкий скачок ее — до 8.1—8.3 км/сек.). Эту границу обычно отождествляют с поверхностью Мохоровичича (М). Земная кора централь-

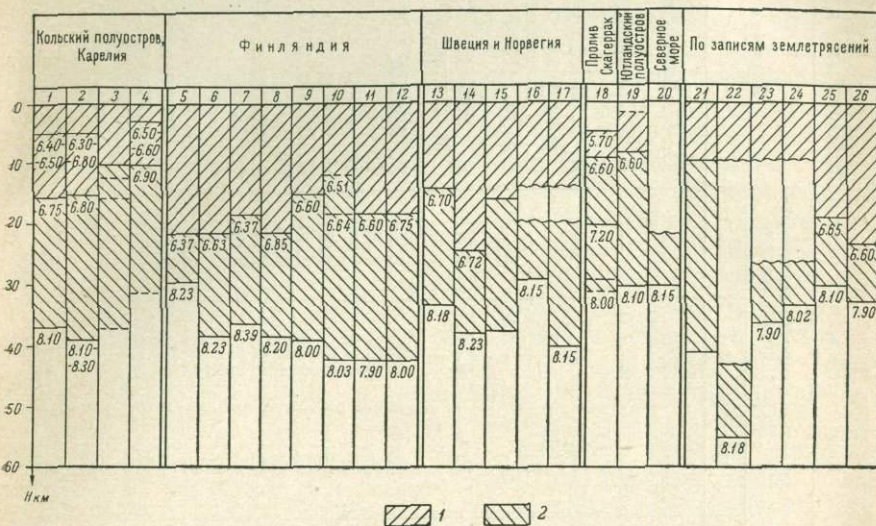


Рис. 4. Сводные данные о глубинном строении земной коры Балтийского щита по сейсмическим данным (цифры 1—20 соответствуют цифрам, данным в табл. 1).

1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой.

ной части Кольского полуострова изучена путем регистрации упругих волн от землетрясений и промышленных взрывов на сейсмической станции г. Апатиты. Эти результаты, а также обобщение всех имевшихся на 1965 г. сейсмических работ в восточной части Балтийского щита приведены в монографии Г. Д. Панасенко (1969). По этим данным средняя мощность земной коры в центральной части Кольского полуострова оценивается в 41 км, а мощность гранитного слоя — в 10 км. В Ковдозерской низине (юг Кольского полуострова) мощность коры увеличивается до 55 км, в Кусаме (север Финляндии) — уменьшается до 36 км.

На зарубежной территории Балтийского щита строение земной коры также изучено различными сейсмическими методами. Вдоль профилей 5—20 (рис. 3) проведены исследования методом регистрации волн от единичных взрывов на переносных и постоянных

Т а б л и ц а 1

Скорость упругих волн и мощность земной коры Балтийского щита по сейсмическим данным

№№ п/п	Район, профиль	Глубина до поверхности, км		Скорость по поверхности, км/сек.		Литературный источник
		К	М	V _в	V _м	
1	Северная Карелия, Кемь—Ухта . .	10—15	35—38	6.6	8.1	Ю. Н. Грачев и др., 1960
2	Северо-запад Кольского полуострова, Печенга—Падас-гундра	4—8	36—42	6.3—7.0	8.1—8.3	И. В. Литвиненко и др., 1963, 1968б
3	Кольский полуостров, Имандра-Варзуга	~11	36—39	—	—	И. В. Литвиненко, Л. Н. Платонова и др., 1968
4	Кольский полуостров, Кейвы . . .	3—4 8—10	31 —	6.5—6.65 6.8—6.9	— —	И. В. Литвиненко, С. А. Анкудинов и др., 1968
5	Северный берег Финского залива, Поркала-Котка	21	29	6.37	8.3	Е. Penttilä, 1965; Е. Penttilä, М. Nurma, 1960
6	Северный берег Финского залива, Котка	21	38	6.65	8.23	Е. Penttilä, 1963; Пенттила, 1969
7	Финляндия, Хельсинки-Хайлуото	18	36	6.37	8.39	То же
8	Финляндия, Катанпя	21	38	6.85	8.2	» »
9	Финляндия, Катанпя—Луумяки	15	41	6.6	8.0	М. Porkka, 1960
10	Финляндия, Пихерапте—Порвоо	12 18	42 42	6.51 6.64	8.03 8.03	U. Luosto, 1967 То же
11	Финляндия, Ахлаинен—Тампере	18	42	6.60	7.90	Э. Пенттила, 1969
12	Финляндия, Сийшю	18	42	6.75	8.00	То же
13	Норвегия, Швеция, Тромс—Содап- кюля	14	33	6.70	8.18	Н. Hirschleber et al., 1966
14	Норвегия, Швеция, Тромс—Йоисуу	24	40	6.72	8.23	Э. Пенттила, 1969
15	Средняя Швеция	16	33	—	—	Э. Пенттила, 1969; А. Sellevoll, P. Pomeroy, 1968
16	Южная Норвегия, Осло-фьорд . .	—	30	—	8.15	Р. Kanestrøm, 1970
17	Южная Норвегия, Тронеллаг (кале- дониды)	—	40	—	8.15	То же

Таблица 1 (продолжение)

№№ п/п	Район, профиль	Глубина до поверхности, км		Скорость по поверхности, км/сек.		Литературный источник
		К	М	V _в	V _м	
18	Против Скагеррак	14	34	—	—	W. Weigel et al., 1970
19	Ютландский полуостров	8	34	—	—	H. Hirschleber et al., 1966
20	Северное море	—	30	—	8.15	B. Collette, R. Lagary, 1967
21	Центр Кольского полуострова	40	44	—	—	Г. Д. Панасенко, 1969
22	Юг Кольского полуострова	—	55	6.69	8.18	То же
23	Финляндия, Кусамо	—	36	—	7.90	»
24	Северная Скандинавия	—	33	6.60	8.02	M. Porkka, 1960
25	Южная Скандинавия	19	30	6.69	8.10	A. Sellevoll, 1957
26	Финляндия	23	33	6.6	7.9	Penttilä, M. Nurma, 1960

сейсмических станциях, которые расположены по линии, проходящей через пункт взрыва. Результаты всех сейсмических работ сведены в табл. 1 и показаны на рис. 4.

В таблице под №№ 1—4 приведены данные профилей ГСЗ; №№ 5—20 — данные регистрации упругих волн по профилям от единичных взрывов; №№ 21—26 — данные регистрации упругих волн от землетрясений и промышленных взрывов. Средняя мощность земной коры Балтийского щита, по этим данным, равна 37 км, а средняя скорость упругих колебаний по поверхности М — 8.11 км/сек. Следует отметить, что на Канадском щите мощность земной коры на 10 км больше, чем на Балтийском, а средние скорости упругих волн по поверхности М остаются такими же (Sellevoll, Roserou, 1968).

В таблицу не вошли данные, полученные при регистрации поверхностных волн Релея от двух далеких землетрясений (в Мексике 28 июля 1957 г. и на Курильских островах 6 ноября 1958 г.). Средняя мощность коры Фенноскандии по этим данным оценивается в 35 км. При этом отмечается увеличение мощности коры от южных районов Швеции и Финляндии в северном и западном направлениях от 33—35 до 35—38 км. В области каледонид она увеличивается до 53 км (Триггвасон, 1965).

Таким образом, сейсмическими исследованиями установлено, что земная кора Балтий-

ского щита состоит из двух основных слоев — гранитного и базальтового. Гранитный слой, по данным ГСЗ, также делится на две части: верхнюю, неоднородную, и нижнюю, значительно более однородную. Впервые природу резкой границы в гранитном слое для юго-востока Русской платформы объяснил Э. Э. Фотиади (1958). Он трактует ее как нижнюю границу распространения значительных плотностных неоднородностей консолидированной коры, фиксируемых по аномалиям силы тяжести. При сопоставлении сейсмических и гравиметрических материалов на Балтийском щите вывод Э. Э. Фотиади подтверждается (Клушин, Шустова, 1965). Нижняя часть гранитного слоя пока не имеет собственного названия, как в других регионах («диоритовый», промежуточный). Вещественный состав этого нижнего подслоя на основании скоростных характеристик и данных лабораторных исследований (Birch, 1952; Волярович, 1964; Волярович, Галдин, 1968, и др.), по-видимому, не может быть существенно кислым, а скорее является средним или даже основным.

Важная информация о строении земной коры Балтийского щита может быть получена также по многочисленным определениям эпицентров и гипоцентров землетрясений, хотя щит и считается асейсмичной территорией. Наибольшее количество сведений о сейсмичности Фенноскандии собрано шведским ученым К. Сальстромом (Sahlström, 1930). По данным этого исследователя, собравшего материал за период 1900—1923 гг., наиболее сейсмичными районами являются Ботнический, прилегающий к Ботническому заливу (за исключением его южной части), район грабена Осло и оз. Венерн, а также районы на западном и юго-западном побережье Норвегии.

Сведения об интенсивности землетрясений, зафиксированных с 1891 по 1950 г. станциями Упсала, Абиско, Берген, Соданкюля, Гамбург, Хельсинки, Копенгаген, Пулково, Вена, приведены в каталоге М. Боота (Båth, 1956). Глубины эпицентров можно найти в его же работе (Båth, 1953). Карту эпицентров землетрясений для северо-восточной части щита составил Г. Д. Панасенко (1969).

На основании всех имеющихся данных мы построили схему эпицентров землетрясений по всей территории Балтийского щита с указанием магнитуды и глубин гипоцентров, если, конечно, такие сведения у нас имелись (рис. 5). На карту нанесены более 300 эпицентров землетрясений, магнитуда которых не менее трех единиц. Сведения о менее интенсивных землетрясениях не могут считаться уверенными, так как они часто оказываются связанными со случайными обвалами в горах, растрескиванием льда и др.

Современные плейрогенические движения

Известно, что Балтийский щит испытывает медленные вековые движения с общей тенденцией к воздыманию. Современные движения щита наиболее точно устанавливаются для периода

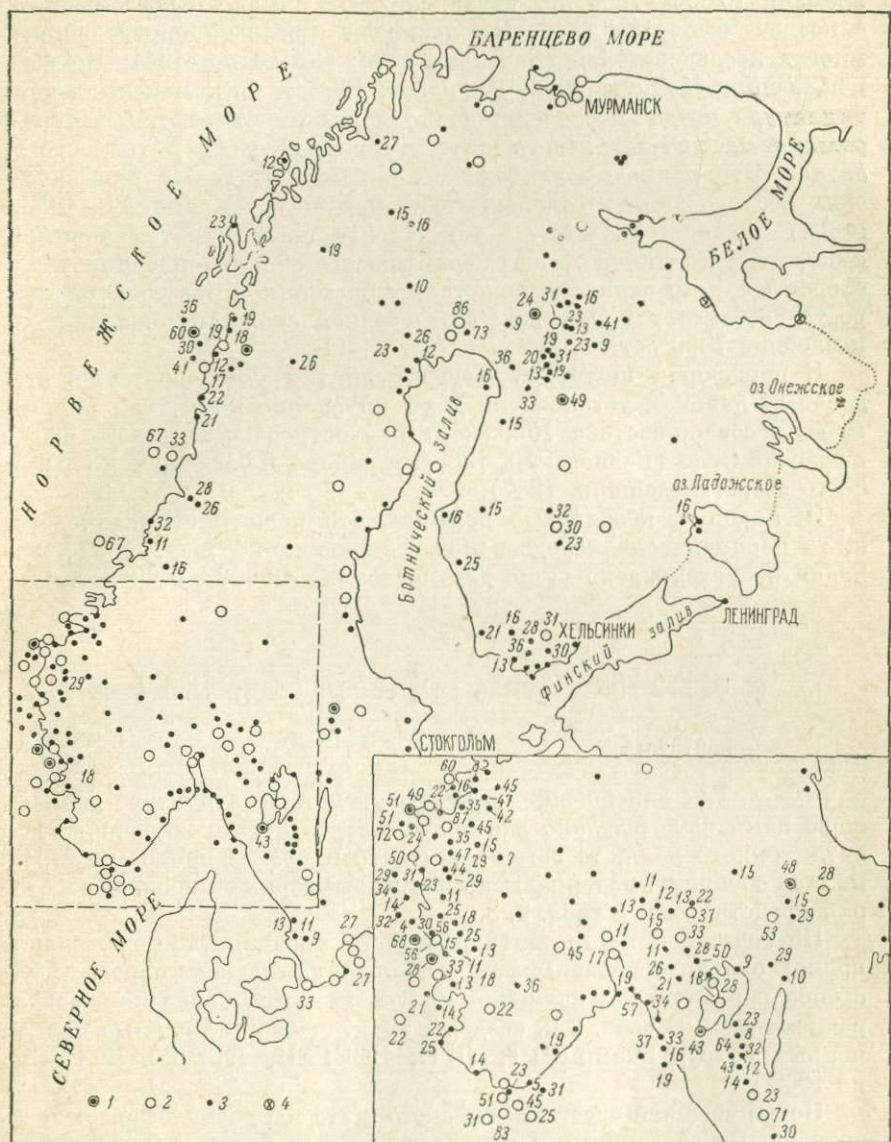


Рис. 5. Схема расположения эпицентров землетрясений на Балтийском щите. 1 — $M \geq 5$; 2 — $5 > M \geq 4$; 3 — $4 > M \geq 3$; 4 — M не определена; цифрами обозначена глубина гипоцентра (в км).

времени 10 000—7000 лет назад, который обычно сопоставляется с поздне- и послеледниковым периодом. Согласно определениям многих исследователей (Sauramo, 1939; Gutenberg, 1941; Heiskanen, Vening-Meinesz, 1958; Николаев, 1966, и др.), максимальная амплитуда поздне-послеледникового поднятия отмечается в центральной части Балтийского щита, в северной части Ботнического залива. Эти данные совпадают с данными детальных геодезических исследований в отдельных районах щита (Kaagiainen, 1953, и др.) и свидетельствуют о том, что за последние тысячелетия в поднятии Балтийского щита сохраняются общие тенденции, хотя скорость самого поднятия не остается постоянной. Настоящая скорость составляет примерно $\frac{2}{3}$ от средней скорости поднятия за последние 7000 лет.

К периферии щита амплитуда поднятия уменьшается, в отдельных районах установлено даже опускание щита, как например на северо-востоке Кольского полуострова (Лаврова, 1960), в грабене Осло (Беляевский, 1963), в районе Ладожского и Онежского озер (Hiesemann, 1967).

И, наконец, необходимо помнить, что поднятия Балтийского щита периодически чередовались с опусканием. Современное же поднятие установлено лишь для последних 10 000—7000 лет.

ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Плотность

Так как большинство построений по структуре земной коры нами было сделано в основном в результате изучения гравитационного поля, то естественно, что наиболее полно мы стремились обобщить материалы по плотности горных пород. В работе они представлены в табл. 2, 3.

По советской части щита плотность пород изучена довольно полно: охарактеризованы все основные комплексы пород. Сеть отбора образцов для изучения плотности здесь более или менее равномерная. В табл. 2, 3 сведены практически все данные, полученные сотрудниками ЗГТ, ЛГИ, ВСЕГЕИ, ИГГД·АН СССР по 1969 г.

По зарубежной части Балтийского щита мы располагаем незначительными сведениями о плотности горных пород, полученными из литературных источников (Smithson, 1963; Ramberg, Englund, 1969; Brooks, 1970; Pesonen, 1930; Sederholm, 1930, и др.). Поэтому в наших исследованиях особое место занимает сопоставление данных советской и зарубежной частей щита. В табл. 2, 3 указаны возраст и вещественный состав породы, пределы изменения плотности и средние ее значения.

Таблица 2

Сводные данные о плотности пород Балтийского щита

Породы	Количество определен- ный	Плотность, г/см ³	
		предел изменения	средняя
Палеозой			
Пермские породы грабена Осло			
Песчаники	9	—	2.67
Порфиры	16	—	2.58
Базальты	12	—	2.74
Породы норвежских каледонид			
Кварциты, псаммиты	15	—	2.65±0.06
Пелиты, сланцы, филлиты	29	—	2.80±0.11
Известняки, известково-силлиманитовые породы	11	—	2.81±0.12
Граниты, пегматиты, основные породы	10	—	2.99±0.06
Габбро	86	—	2.96±0.08
Пироксениты, амфиболиты	26	—	3.12±0.12
Рифей (поздний протерозой)			
Аркозы, песчаники, глинистые сланцы, конгломераты п-ова Рыбачьего, о. Кильдин и Среднего полуострова	44	2.33—2.82	2.62
Метаморфические и неметаморфические песчаники (юг Норвегии)	26	2.61—2.82	2.66±0.055
Сланцы, известняки и филлиты (юг Нор- вегии)	21	2.67—2.84	2.73±0.078
Метаанортозиты	11	2.77—3.02	2.89±0.078
Гранито-гнейсы (юг Норвегии)	15	2.58—2.68	2.63±0.033
Гнейсы (север Норвегии)	16	—	2.73±0.08
	10	—	2.65±0.04
Сиениты (север Норвегии)	15	—	2.65±0.05
Диориты (север Норвегии)	10	—	2.74±0.05
Протерозой нерасчлененный			
Песчаники, кварциты, кварцито-песча- ники, алевролиты, глинистые сланцы	—	2.46—2.77	2.68
Ультраосновные (периidotиты, пироксе- ниты, оливиниты)	1980	2.60—3.81	3.20
Габбро, габбро-нориты, метагаббро	830	2.61—3.90	2.93
Щелочные граниты	115	2.50—2.75	2.63
Граниты-рапакиви	249	2.55—2.66	2.59
Микроклиновые граниты	323	2.50—2.73	2.61
Плаггиомикроклиновые и микроклиновые граниты	766	—	2.62

Таблица 2 (продолжение)

Породы	Количество определен- ный	Плотность, г/см ³	
		предел изменения	средняя
Средний протерозой			
Печенгская серия			
Эффузивные (диабазы, метадиабазы и т. д.)	357	2.76—3.28	3.00
Осадочные и метаморфические (филлиты, сланцы и т. д.)	116	2.80	—
Метадиабазы и зеленые сланцы	1021	—	2.89
Имадра-варзугская серия			
Метаморфические и осадочные породы (сланцы серицитовые, серицито-хлоритовые, филлиты и т. д.)	778	—	2.77
Онежская и сегозерская серии			
Метадиабазы, метамандельштейны	258	2.72—3.25	2.94
Афонитовые, альбитовые и другие порфириты	8	—	2.89
Туфопесчаники, туфосланцы	48	—	2.72
Кварцито-песчаники, песчано-глинистые сланцы, шунгитовые сланцы	244	2.32—3.09	2.60
Доломиты, известняки	243	2.37—3.02	2.72
Ладожская серия			
Ладожские гнейсы и сланцы	484	2.57—3.10	2.76
Известняки и доломиты	78	2.37—3.02	2.77
Амфиболиты	—	—	2.92
Гранито-гнейсы	—	—	2.65
Гнейсы-лептиты Швеции и Финляндии	—	2.63—2.87	2.75
Ранний протерозой			
Кейвская серия			
Сланцы (ставролитовые, кианитовые, гранатовые и др.)	232	2.60—3.20	2.98
Габбро-амфиболиты	90	—	2.92
Гнейсы гранато-биотитовые, биотитовые, амфиболовые, измененные щелочным метасоматозом	413	—	2.66
Гнейсы фундамента Кейв — биотитовые, гнейсо-граниты, мигматиты	122	—	2.61
Амфиболиты	12	—	2.91
Метагаббро-анортозиты	93	—	2.77

Таблица 2 (продолжение)

Породы	Количество определен- ный	Плотность, г/см ³	
		предел изменения	средняя
Гимольско-Парандовская серия			
Габбро-диабазы, габбро-пироксениты, пироксениты	330	—	2.92
Амфиболиты	119	—	2.85
Туфы, туффиты, кварциты, порфиры	18	—	2.70
Зеленые сланцы и метадиабазы	369	—	2.87
Сланцы хлоритовые, кварцито-хлоритовые и др.	193	—	2.78
Магнетитовые кварциты, амфиболо-магнетитовые сланцы	800	—	3.33
Тундровая серия			
Сланцеватые амфиболиты и амфиболовые сланцы	1296	—	2.96
Гнейсы и сланцы (биотитовые, мусковитовые, хлоритовые, филлитовые и др.)	277	—	2.76±0.1
Комплекс гнейсо- и габбро-диоритов			
Габбро-нориты, габбро-анортозиты, лабрадориты	307	—	2.90
Амфиболиты, габбро-амфиболиты	808	—	3.05
Гиперстеновые диориты, гнейсо-диориты, гнейсо-нориты	1358	—	2.83
Гранато-кварцево-полевошпатовые породы	122	2.70—2.96	2.82
Гранулитоподобные гнейсы	46	—	2.82
Измененные гиперстеновые диориты . .	151	—	2.76
Ар х е й			
Нерасчлененный			
Граниты (без расчленения)	212	2.60—2.73	2.65
Олигоклазовые гнейсо-граниты и граниты	966	2.50—3.19	2.65
Гранодиориты	14	2.69—2.84	2.77
Мигматиты микроклиновых и плагиомикроклиновых гранитов по гнейсам . .	610	2.56—2.89	2.65
Беломорская серия			
Нижняя толща гнейсов	835	—	2.66±0.10
Средняя и верхняя толща гнейсов . . .	1560	—	2.74±0.12
Кольская серия			
Гнейсы	1164	—	2.75±0.12

Примечание. В последней графе, где указано среднее значение плотности, стандартное отклонение дано в том случае, когда оно рассчитано автором.

Таблица 3

Средние значения плотности гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов Балтийского щита

Породы	Количество определений	Среднее значение плотности и стандартное отклонение
Гнейсы кольской серии	1164	2.75±0.12
Гнейсы беломорской серии (за исключением керетьской толщи)	1510	2.74±0.12
Гнейсы керетьской толщи.	835	2.66±0.10
Гнейсы тундровой серии	277	2.76
Гнейсы кейвской серии	413	2.66
Гнейсы ладожской серии	484	2.76
Гнейсы-лептиты Швеции и Финляндии	—	2.75
Докембрийские гнейсы южной Норвегии	92	2.76
Докембрийские гнейсы района Телемарк (юг Норвегии)	36	2.77
Докембрийские гнейсы, прилегающие к грабену Осло	45	2.74
Докембрийские гнейсы:		
p-на Конгсвингер (юг Норвегии)	32	2.75
p-на Вестбеу	30	2.71
p-на Бамбле	54	2.81
Рифейские гнейсы (Тромс-Финмаркен)	16	2.73±0.08
Архейские граниты (без расчленения)	212	2.65
Плагноклазовые гнейсо-граниты и граниты архея (?)	966	2.65
Мигматиты микроклиновых и плагномикроклиновых гранитов по гнейсам (фундамент карелид)	610	2.65
Микроклиновые граниты	323	2.61
Плагномикроклиновые и микроклиновые граниты	766	2.62
Щелочные граниты	115	2.63
Рифейские гранито-гнейсы	15	2.63±0.03

Из рассмотрения табл. 2 видно, что наибольшими значениями плотности обладают магнетитовые кварциты и сланцы ($\sigma=3.33$ г/см³), ультраосновные породы любого возраста — перидотиты, пироксениты, оливиниты и другие породы ($\sigma=3.20$ г/см³). Высокой плотностью (2.97 г/см³) обладают амфиболовые сланцы и сланцеватые амфиболиты. Породы основного состава характеризуются плотностью в 2.93 г/см³. При этом плотность ультраосновных и основных пород сохраняет постоянные значения для самых различных районов Балтийского щита. Очень большими оказались средневзвешенные значения плотности осадочно-эффузивных образований Печенгского (2.97 г/см³) и Имандра-Варзугского (2.87 г/см³) синклинориев. Довольно плотными являются породы гнейсо-диоритового и гнейсо-норитового комплексов ($\sigma=$

$=2.82 \text{ г/см}^3$). Плотностная характеристика гнейсов, гранито-гнейсов и гранитов, слагающих основную часть территории Балтийского щита, освещается в табл. 3.

Как видно из таблицы, гнейсы Балтийского щита характеризуются одинаковыми значениями плотности независимо от воз-

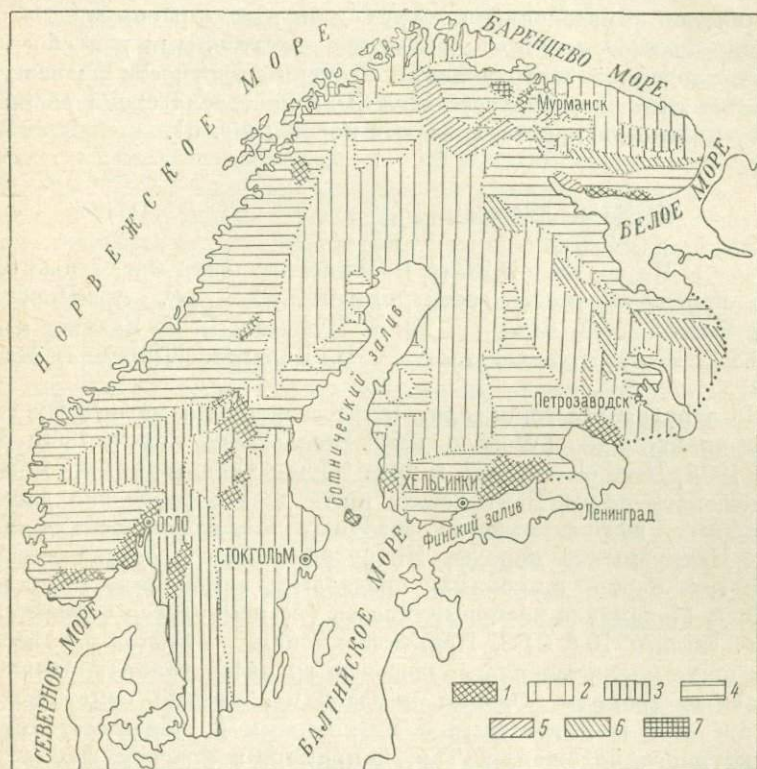


Рис. 6. Схема распределения средней плотности кристаллических пород Балтийского щита.

1 — $\sigma=2.60-2.62 \text{ г/см}^3$; 2 — $\sigma=2.62-2.65$; 3 — $\sigma=2.65-2.70$; 4 — $\sigma=2.70-2.75$; 5 — $\sigma=2.80-2.85$; 6 — $2.85-2.90$; 7 — $\sigma=2.95-3.00 \text{ г/см}^3$.

раста, состава и места расположения. Исключение составляют только кейвские гнейсы и гнейсы керетьской толщи, которые имеют более низкие значения плотности, что, видимо, обусловлено некоторым разуплотнением их в результате особых региональных процессов метаморфизма.

Граниты разделяются на три группы: 1) плагиомикроклиновые, микроклиновые, щелочные ($\sigma=2.62 \text{ г/см}^3$); 2) плагиоклазовые граниты и гранито-гнейсы ($\sigma=2.65 \text{ г/см}^3$); 3) граниты-рапакиви

($\sigma = 2.59 \text{ г/см}^3$). Так же как и у гнейсов, значения плотности гранитов не меняются в зависимости от возраста, структуры и района.

Таким образом, практически для всех пород разного состава (кислых, средних, основных и ультраосновных) получены одинаковые значения плотности в различных частях Балтийского щита. Количество определений и более или менее равномерная сеть отбора образцов нам представляются достаточными для обоснования проведенной экстраполяции значений плотности на всю территорию щита, в результате чего была построена схема распределения плотности кристаллических пород (рис. 6).

Магнитные свойства

На советской части Балтийского щита магнитные свойства пород изучались сотрудниками ЗГТ (Г. А. Поротова, М. С. Сипакова, В. В. Верба, Ю. Д. Кузьмин, В. К. Вальков и др.) и ВСЕГЕИ под руководством Н. В. Дортман (Дортман, Магид, 1970).

По зарубежной территории щита сведений о магнитных свойствах крайне мало (Werner, 1945; Ramacbadre, Saxov, 1966; Andreas, 1965; Bertelsen, 1967, и др.). Общая характеристика магнитных свойств пород Балтийского щита дается отдельно для интрузивных, эффузивных и осадочных метаморфических пород.

1. Интрузивные породы. Интрузии кислого состава характеризуются очень широкими пределами изменения магнитных свойств. Магнитная восприимчивость (κ) изменяется от единиц до тысяч единиц 10^{-6} СГС. Практически немагнитными на Балтийском щите являются плагиоклазовые граниты, граниты-рапакиви, щелочные граниты. Однако и здесь необходимо отметить, что эти же породы могут быть и магнитными в зависимости от их структурного положения. Так, например, в краевой фации граниты-рапакиви и щелочные граниты приобретают $\kappa = (1000 - 2000) \cdot 10^{-6}$ СГС.

Плагиомикроклиновые граниты встречаются как магнитные, так и немагнитные. Слабomagнитными являются плагиомикроклиновые граниты метасоматического происхождения центральной и северной Карелии. Интрузивные же плагиомикроклиновые граниты (типа Ара) на севере Кольского полуострова и северной Карелии сильно магнитны, $\kappa = (1500 - 3000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Граниты-чарнокиты имеют κ , равную $(400 - 1200) \cdot 10^{-6}$ СГС.

Интрузии среднего состава — гиперстеновые диориты, гнейсодиориты, гнейсо-гранодиориты — в основном магнитны, κ их меняется от 1000 до $10\,000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Пластовые и трещинные интрузии основного габброидного состава характеризуются κ , равной $(0 - 15\,000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Процессы амфиболитизации приводят к по-

нижению магнитности. Большими значениями χ всегда обладают габбро-нориты и оливиновые габбро-нориты. Интрузии ультраосновного состава (перидотиты, пироксениты, серпентиниты и т. д.) в основном магнитны, χ достигает десятков тысяч единиц. Но встречаются и совершенно немагнитные породы такого же состава.

II. Эффузивные породы. Магнитные свойства для них пропорциональны основности пород. Кислые эффузивы совершенно немагнитны. Основные могут быть как магнитными, так и немагнитными. Сильномагнитные основные эффузивы (метадиабазы, метамандельштейны, пикриты и т. д.) развиты в основном среди пород тунгудско-надвоицкой и суйсарской серии — $\chi = (300—6000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Слабромагнитными основными эффузивами ($\chi = 300 \cdot 10^{-6}$ СГС) являются эффузивы гимольской серии, эффузивы стекловатой текстуры (печенгские, имандра-варзугские диабазы) и др.

III. Осадочные и метаморфические породы. Самыми магнитными являются железистые кварциты и сланцы — $\chi = (1200—320\,000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Сильно магнитны амфиболовые сланцы и сланцеватые амфиболиты. Немагнитными являются биотитовые, биотит-амфиболовые гнейсы, высокоглиноземистые гнейсы. Однако магнитность этих пород сильно зависит от степени метаморфизма. Так, кейвские гнейсы, измененные в процессе щелочного метасоматоза, характеризуются повышенными значениями χ — до $3000 \cdot 10^{-6}$ СГС (Поротова, Сипакова, 1963; Верба, 1966). Подобная картина наблюдается и в Приладожье, где в зависимости от степени метаморфизма кварцевые, биотитовые, роговообманковые гнейсы и сланцы ладожской серии приобретают повышенную магнитность.

В последние годы в связи с развитием высокоточной аэромагнитной съемки на Балтийском щите удалось расчленить и очень слабромагнитные породы беломорской серии (материалы Ю. Д. Кузьмина, В. К. Валькова за 1960—1969 гг.). При этом амфиболсодержащие гнейсы хетоламбинской серии выделяются как несколько более магнитные ($\chi = (70—90) \cdot 10^{-6}$ СГС) по сравнению с совершенно немагнитными высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами лоухской серии ($\chi = 0—50 \cdot 10^{-6}$ СГС). Практически немагнитными являются кварциты и кварцито-песчаники.

В результате изучения магнитных свойств пород можно сделать следующие основные выводы применительно к территории Балтийского щита.

1. Магнитные свойства пород меняются в очень широких пределах в зависимости от минералогического состава, условий образования, структурного положения и степени измененности породы в процессе метаморфизма.

2. Интрузивные породы основного и ультраосновного состава чаще встречаются магнитные, чем немагнитные. Интрузивные по-

роды кислого состава могут быть как магнитные, так и немагнитные.

3. Для эффузивных пород степень магнитности в основном возрастает с ростом основности. Кислые эффузивы повсюду немагнитны. Основные эффузивы чаще магнитны, но встречаются и немагнитные.

4. Осадочные метаморфизованные породы встречаются как сильномагнитные (железистые кварциты и сланцы), так и совершенно немагнитные (высокоглиноземистые гнейсы).

При описании магнитных свойств кристаллических пород Балтийского щита следует остановиться на результатах вычисления намагниченности пород по наблюдаемому магнитному полю. В табл. 4 представлены данные Л. В. Суворовой и А. Н. Берковского, которые, занимаясь интерпретацией геофизических материалов Русской платформы, особенности магнитного поля на открытой территории щита распространяли на территорию, покрытую чехлом осадочных образований. Естественно, что такого объема лабораторных определений магнитных свойств по Балтийскому щиту было недостаточно для этих целей. Это и послужило стимулом для вычисления намагниченности пород по магнитному полю. В результате вычислений авторами были сделаны следующие выводы.

1. Выделенные главные комплексы метаморфических пород в той или иной степени различаются как по величине характерной, преобладающей, так и наивысшей, предельной намагниченности. Нерасчлененные нижне-среднепротерозойские образования отличаются от нижнепротерозойских более низкими значениями той и другой намагниченности. Нижнепротерозойский комплекс пород обладает наиболее высокими значениями намагниченности, что обусловлено наличием магнетит-, пирротинсодержащих сланцев и основных вулканитов. Нижнеархейские образования по значениям преобладающей намагниченности близки к нерасчлененным нижне-среднепротерозойским. Общей особенностью нижнепротерозойских и нижнеархейских комплексов является наличие магнитных тел высокой (более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС) намагниченности. Нижне-среднепротерозойские образования характеризуются преобладающей средней $\kappa = (500-1000) \cdot 10^{-6}$ СГС. Для нижнепротерозойских образований наиболее характерны средние значения $\kappa = 1500 \cdot 10^{-6}$, а наивысшие — более $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Нижнеархейские образования в основном характеризуются средней $\kappa = (600-1100) \cdot 10^{-6}$, а максимальные ее пределы также составляют $5000 \cdot 10^{-6}$ СГС. Для верхнеархейских пород беломорской серии гнейсов характерна намагниченность, в целом не превышающая $100 \cdot 10^{-6}$ СГС.

2. В величине намагниченности основных вулканогенных образований отмечается различие, которое в значительной степени объясняется условиями залегания магнитных тел. Вулканиты, залегающие среди пород среднего протерозоя, как правило, менее

Таблица 4

Намагниченность отдельных комплексов пород (в $1 \cdot 10^{-6}$)
Балтийского щита (по Л. В. Суворовой, 1965 г.)

Комплексы пород	Предельная	Характерная
Нижне-среднепротерозойский комплекс.		
а) Свиты имандра-варзуга. Кварцевые порфиры и кератофиры, перасчлененный комплекс интрузивных и эффузивных метадиабазов, зеленые сланцы	0—2650	600—1500
б) Сегозерская и онежская серии. Аркозы, кварциты, конгломераты, метапорфириты, метадиабазы, метамандельштейны	0—800	300—500
в) Сегозерская серия. Аркозы, кварциты, кварцито-песчаники, кварцевые конгломераты с миндалевидными диабазами, частью габбро-диабазы	0—2200	650—950
г) Суйсарская и онежская серии. Порфириты, диабазы, туфобрекчии, туфы, туфосланцы, метадиабазы, аркозы, кварциты, конгломераты	0—2500	600—1000
Нижнепротерозойский комплекс.		
а) Гимольская и тунгудско-надвоицкая серии. Биотитовые, амфиболовые, графитовые сланцы, магнетитовые, кварциты, конгломераты, аркозы, кварцито-серпичитовые сланцы	0—5000	1000—1500
б) Магнетитовые кварциты	—	9000
в) Свита кейв. Слюдяные, ставролито-слюдяные сланцы, кварциты	0—3200	1500—2500
г) Гимольская и паравдовская серии. Орто- и параамфиболиты, биотито-амфиболовые и гранатовые гнейсы, графитистые и другие сланцы, магнетитовые кварциты, серпентиниты	0—3700	500—1000
Гранито-гнейсы (Мурманский блок)	0—2050	400—1300
Верхнеархейский комплекс:		
а) кислые и основные гранулиты	0—2300	650—900
б) беломорский комплекс гнейсов	0—100	0
Нижнеархейский комплекс:		
слюдяные гнейсы, гранито-биотитовые гнейсы, биотитовые гнейсы с подчиненными пророксенитами, амфиболитами, магнетитовые кварциты	0—5000	600—1000
Верхний протерозой—палеозой:		
интрузии центрального типа	5000—12000	—
Верхний протерозой:		
граниты-рапакиви	0	0

Таблица 4 (продолжение)

Комплексы пород	Предельная	Характерная
Нижний—средний протерозой:		
а) диабазы, частью габбро-диабазы	0—2500	1200
б) диабазы мидалевидные	0—900	600
в) габбро-диабазы, диабазы	0—3150	1800
	200—950	500
Нижний протерозой:		
а) метагаббро-диабазы, метадиабазы частью амфиболиты, габбро-диориты	0—2500	1800—2500
б) габбро	—	3150
в) граниты микроклиновые, порфи- ровидные	0—2000	1500—2000
г) граниты плагноклазовые, пор- фировидные	0	0
Нижний архей:		
а) гиперстеновые диориты, основ- ные и ультраосновные породы	0—3150	1000—1500
б) диориты	0—2500	1620—2500
в) основные и ультраосновные по- роды нерасчлененные	0—6500	1500—2800
г) существенно микроклиновые и плагноклазовые граниты с подчинен- ными гранодиоритами, диоритами, гранито-гнейсы	0—4550	700—1300
д) существенно олигоклазовые гнейсо-граниты и мигматиты по древ- ним гнейсам	0	0
е) граниты плагномикроклиновые, мигматиты и гранодиориты	0	0
ж) граниты плагноклазовые, гра- натизированные в протерозое	0—600	400

намагничены, чем вулканиты, залегающие среди нижнепротерозойских образований. Интрузивные основные и ультраосновные породы всегда отличаются высокой κ , достигающей $6300 \cdot 10^{-6}$ СГС. В число данных пород с высокой намагниченностью входят также гиперстеновые диориты с подчиненными основными и ультраосновными образованиями.

3. На Балтийском щите отмечаются граниты различной намагниченности. Высокой κ обладают микроклиновые порфировидные граниты Кольского полуострова и нижнеархейские граниты Мурманского блока. В большинстве других случаев граниты немагнитны.

4. В составе рассматриваемых метаморфических комплексов пород Балтийского щита преобладают немагнитные и слабомагнитные разновидности пород — $(0-90) \cdot 10^{-6}$ СГС. Наименьший процент немагнитных пород (63%) отмечается для нижнепротерозойского комплекса, наибольший — для беломорского комплекса гнейсов.

Гравитационное поле

По характеру и интенсивности гравитационное поле Фенноскандии делится на две части, соответствующие территориям собственно щита и горной области каледонид (рис. 1).

Локальные гравитационные аномалии в плане обычно совпадают с геологическими структурами щита. При этом интенсивность аномалий в основном соответствует плотности пород, слагающих геологические структуры. То есть структурам, сложенным плотными породами, например карельским синклинорным структурам, в которых основными породами являются эффузивно-осадочные толщи с преобладанием вулканитов, соответствуют интенсивные положительные аномалии. Легким гранитоидам отвечают отрицательные локальные аномалии. Гнейсовой толще со средней плотностью $2.74-2.76 \text{ г/см}^3$ свойственны слабые положительные аномалии. В целом региональный фон искажает эту закономерность.

На Кольском полуострове искажающее действие регионального фона очень незначительное. Исключение составляет только положительная региональная аномалия на северо-востоке Мурманского берега, которая, видимо, связана с особенностями глубинного строения земной коры на этой территории и не может быть объяснена толщей развитых здесь гранито-гнейсов со средней плотностью 2.65 г/см^3 .

Наиболее интересной на Кольском полуострове является довольно интенсивная отрицательная аномалия над кейвской структурой. Исследования этой аномалии привели к заключению, что ее интенсивность объясняется пониженной плотностью (2.66 г/см^3) кейвских гнейсов, которые, возможно, в результате регионального метаморфизма испытали некоторое разуплотнение.

Гравитационное поле Карелии, наоборот, очень сильно искажено региональным фоном. Так, единая беломорская структура, характеризуется на северо-западе (Ениский район) интенсивными отрицательными значениями силы тяжести, а на всей остальной площади вдоль берегов Белого моря — положительными значениями. Следовательно, здесь имеют место две региональные аномалии (положительная и отрицательная), обусловленные различиями глубинного строения земной коры в Беломорье. Возможно, эта же отрицательная глубинная аномалия оказывает свое влияние и на поле силы тяжести карельских структур финской Лапландии, которые на гравитационной карте отмечаются отрицательными аномалиями (Шустова, 1963; рис. 1).

Что же касается локальных аномалий силы тяжести, то отрицательные аномалии соответствуют районам распространения

легких пород керетьской толщи и гранито-гнейсов фундамента, а положительные — плотных амфиболитовых и высокоглиноземистых гнейсов вышележащих толщ. Интенсивная положительная региональная аномалия в Приладожье также не может быть полностью объяснена наблюдаемой плотностью слагающих этот район гнейсов и сланцев. Здесь, безусловно, проявляется влияние более глубоких структур земной коры.

В центральной, западной Карелии и восточной Финляндии отрицательные значения силы тяжести в основном объясняются низкой плотностью развитых здесь гнейсо-гранитов и гранитов ($2.62—2.65$ г/см³). Эту зону отрицательных аномалий обрамляют вытянутые положительные аномалии, соответствующие плотным породам эффузивно-осадочной толщи карелид ($\sigma=2.81—2.85$ г/см³).

К западу от Приладожья положительная аномалия соответствует району развития плотных свекофенских гнейсов ($\sigma=2.75$ г/см³). Эта же зона опоясывает с востока и севера отрицательную аномалию, обусловленную Выборгским массивом гранитов-рапакиви с низкой плотностью (2.60 г/см³). Столь же интенсивная отрицательная аномалия наблюдается и в Финляндии над Аландскими гранитами-рапакиви (см. рис. 1). Судя по размерам аномалий, можно говорить о большой площади распространения гранитов-рапакиви на дне Балтийского моря, Ботнического и Финского заливов. Гораздо менее интенсивные отрицательные аномалии наблюдаются над гранитами-рапакиви Раума и Питкяранта, что, по-видимому, свидетельствует о небольшой мощности этих массивов. Отрицательные значения силы тяжести в центральной части Финляндии соответствуют району распространения так называемых центральных гранитов с низкой плотностью ($2.62—2.65$ г/см³). В западной Лапландии, где развиты в основном раннепротерозойские образования с довольно большой плотностью ($2.70—2.75$ г/см³), аномалии силы тяжести характеризуются в основном положительными значениями. Для восточной Лапландии свойственны отрицательные аномалии, что можно объяснить особенностями глубинного строения.

Центральная часть Швеции характеризуется огромной по площади положительной аномалией. Интенсивность ее в среднем равна $+10$ мгл. Она соответствует развитым здесь свекофенским гнейсам с плотностью $2.70—2.75$ г/см³. Изометричные отрицательные аномалии (в среднем до -10 мгл) вызваны повсеместно развитыми гранитами.

Восточная часть южной Швеции характеризуется спокойным полем (от $+10$ до -10 мгл), что обусловлено широко развитым здесь комплексом гранитов Смоланд. Западной части, напротив, свойственны положительные аномалии, вызванные мощными толщами готских гнейсов с плотностью $2.65—2.70$ г/см³. Эти различные гравитационные поля южной Швеции разделяются сравни-

тельно узкой полосой очень интенсивных отрицательных аномалий. По данным Н. Магнуссона (Magnusson, 1965), она отвечает региональной зоне милонитизации и дробления. Однако, если даже за счет этих процессов плотность развитых здесь пород понижается до 2.60—2.62 г/см³, то для объяснения такой низкой интенсивности аномалий можно предположить, что разуплотнение пород происходило до глубин порядка 10 км.

В пределах грабена Осло наблюдается положительная гравитационная аномалия, причем высокая интенсивность характерна как для пермских базальтов с плотностью 2.74, так и для «легких» песчаников с плотностью 2.65 г/см³. Иными словами, в этом районе имеет место положительная региональная аномалия большой интенсивности.

Область норвежских каледонских складчатых сооружений по характеру гравитационного поля резко отличается от щита. Линейно-вытянутые в северо-восточном направлении зоны отрицательных аномалий характеризуются интенсивностью до —100 мгл. В общем плане они совпадают с главнейшими синклинальностями каледонид. Так, на севере минимум (—50 мгл) соответствует синклинию Торнтреск. Аномалия интенсивностью —110 мгл восточнее островов Лофотен соответствует синклинальному прогибу Офотен. Минимум аномалии севернее г. Юснедал (—80 мгл) совпадает с Трондъемской мульдой.

Магнитное поле

В пределах восточной части Балтийского щита аномалии магнитного поля выделены крупномасштабной съемкой. Они детально изучены и описаны как в многочисленных рукописных работах (Г. А. Порогова, М. С. Сипакова, М. К. Поляк, О. С. Белоглазова, М. Я. Цирульников и др.), так и в опубликованных (Верба, 1971; Порогова, Сипакова, 1963; Цирульников, Сокол, 1968; Суворова, Берковский, 1965). На основании анализа магнитного поля и магнитных свойств пород почти все исследователи приходят к заключению, что основные локальные аномалии магнитного поля Балтийского щита обусловлены следующими факторами.

1. Телами магнетитовых кварцитов и сланцев гимольской и кольской серий (интенсивность поля над ними в среднем равна 6000—7000, иногда 40 000 гамм).

2. Толщей сланцеватых амфиболитов и амфиболовых сланцев (200—600 гамм).

3. Комплексом гиперстеновых гнейсо-диоритов и магнетит-амфиболо-пироксеновых сланцев (600—3000 гамм).

4. Массивами и дайками пород габброидного ряда (Цагинский массив, тела Краснощелья, Кейвского габбро-анортозитового пояса и др.). Однако далеко не все массивы основных пород

создают магнитные аномалии. Все зависит от содержания в этих породах магнитных минералов. Так, например, немагнитными являются габбровый массив Монче-Чуна-тундр, центральная часть Ондомского массива, в то время как северная и южная его части магнитны.

5. Массивами основных и ультраосновных пород. Магнитное поле, например, над интрузиями Печенги, Ветреного и Серпентинитового поясов характеризуется значениями 2000—5000 гамм. Но и здесь можно видеть, как над некоторыми массивами основных и ультраосновных пород наблюдается совершенно спокойное магнитное поле (например, над Мончегорским плутоном).

6. Пластинообразными трещинными телами габбро-диабазов и диабазов в зонах поздних карелид. Эффузивные диабазы на Балтийском щите чаще всего совершенно немагнитны (Печенгская и Имандра-Варзугская структуры) или слабомагнитны (восточная Карелия).

7. Интрузиями порфировидных плагиомикроклиновых гранитов Ара или гнейсами и гранито-гнейсами, как в устье р. Поной, и др. Интенсивность магнитного поля здесь достигает 200—700 гамм.

8. Многофазными интрузиями ультраосновных щелочных пород. Таким образом, большинство локальных аномалий магнитного поля в пределах Балтийского щита обусловлено главным образом телами магматического происхождения.

Кроме локальных аномалий на Балтийском щите установлены аномалии более сложной природы. Это слабоинтенсивные (400—1000 гамм) региональные аномалии, занимающие большую площадь. Они не связаны с конкретными геологическими телами. Природа этих аномалий изучена еще очень недостаточно, и только некоторые из них описаны в литературе. Положительная региональная аномалия в центральной и восточной частях Кольского полуострова охватывает Кейвский синклиниорий, частично — Центрально-Кольский антиклиниорий и Имандра-Варзугскую синклинорную зону.

Рассуждая о природе региональных магнитных аномалий на Балтийском щите, нельзя не остановиться на работе «Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии» (1969). Изученная площадь ограничена на северо-востоке южным концом оз. Гимольского, на востоке — оз. Чама, на юге — оз. Суоярви, на западе — государственной границей. В результате детального изучения авторы выделяют на этой территории две серии — плагиограниты и граниты, не составляющие самостоятельные петрографические провинции, а отвечающие двум периодам гранитообразования. Во время первого периода одновременно с метаморфизмом и складчатостью основными процессами являлись собирательная перекристаллизация и метасоматоз, которые привели к возникновению пород плагиогранитной серии. Второй период

приводит к ультраметаморфическому преобразованию супракрупных пород и пород плагиигранитной серии. Определяющими процессами здесь являются изохимическая перекристаллизация, калиевый метасоматоз, выборочная мобилизация и селективное плавление, что приводит к преобразованию биотитовых гранитоидов и плагиигранитов в порфиробластические микроклиновые гранодиориты, амфиболо-микроклиновые гранодиориты, биотитовые гранито-гнейсы и граниты.

Наиболее широко на изучаемой территории развиты гранитоиды второго периода. Региональное магнитное поле основной части площади, особенно центра, где развиты гранитоиды второго периода, характеризуется слегка повышенными значениями.

Проведенный анализ магнитной восприимчивости гранитоидов, слагающих изучаемую площадь, показал, что породы второго периода гранитообразования характеризуются повышенными значениями по сравнению с породами первого этапа гранитообразования. То есть можно полагать, что региональная магнитная аномалия на юго-востоке Карелии связана с процессами метаморфизма.

Вопрос повышения магнитности горных пород в результате их переработки в процессе метаморфизма изучается в настоящее время. Пока можно только предполагать, что основные региональные магнитные аномалии на Балтийском щите обусловлены процессами метаморфизма. К такому же заключению пришли и исследователи древнейших пород Алданского и Анабарского щитов (Малышев, 1969; Пискарев, 1968, и др.).

К сожалению, данные по магнитному полю зарубежной части щита совершенно неравноценны по сравнению с данными восточной части, поэтому характеризовать его пока можно только в самых общих чертах. Наиболее интенсивные аномалии наблюдаются на севере Швеции. Локальные магнитные аномалии (свыше 1000 гамм) связаны здесь главным образом с многочисленными железорудными месторождениями (Кирунаваара, Люосаваара, Гелинваара и др.). Широкая полоса положительных аномалий отмечается и в центральной Швеции. Она соответствует полосе развития поздних свекофенских гранитоидов. Отрицательная региональная магнитная аномалия по берегам Ботнического залива в Швеции и Финляндии соответствует полосе распространения свекофенских гнейсов-лептитов, которые сравнительно слабо гранитизированы. На юге Швеции в магнитном поле четко выделяются две региональные аномалии: положительная восточная, отвечающая зоне развития смоландских гранитоидов и метаморфических образований, и отрицательная западная — над областью распространения готских гнейсов.

На территории северной Финляндии магнитное поле характеризуется положительными значениями (зона регионального максимума). В южной части Финляндии эта положительная региональная магнитная аномалия совпадает с большей частью пло-

щади, занимаемой Выборгским массивом гранитов-рапакиви, которые сами по себе являются немагнитными. Такие же положительные аномалии отмечаются и над аландскими, среднешведскими и другими массивами гранитов-рапакиви. Исключение составляют только Салминские рапакиви, которые вызывают повышенное магнитное поле в центре массива и пониженное в его периферийных частях, что, видимо, свидетельствует о неоднородности строения этого геологического тела.

На территории Норвегии на пониженном региональном фоне магнитного поля локальными максимумами отмечаются пермские базальтовые лавы ($\chi = 330 \cdot 10^{-6}$ СГС) грабена Осло (Ramatbadre et al., 1966), нориты и аортозиты в районе Эгерсунна, габбро в р-не Тромса (Bertelsen, 1967). Кроме того, положительные магнитные аномалии соответствуют выходам докембрийских метавулканитов, амфиболитов и метаморфизованных основных интрузий, обнажающихся обычно в сводах каледонских структур (Brooks, 1970).

Подводя итоги рассмотрения магнитного поля Балтийского щита, можно сказать, что большая часть локальных интенсивных аномалий связана с интрузивными, осадочными и осадочно-вулканогенными образованиями, в той или иной степени содержащими магнитные минералы. Основной фон магнитного поля создается региональными аномалиями небольшой интенсивности. Геологическая природа последних различна, но в большинстве случаев они обусловлены породами, измененными в процессе регионального метаморфизма. Приобретение магнитных свойств породами за счет наложенных процессов метаморфизма и ультраметаморфизма в настоящее время пока еще находится в стадии исследования.

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Для характеристики глубинного строения земной коры наиболее точными являются материалы глубинных сейсмических исследований и в первую очередь данные ГСЗ. Однако этих данных в настоящее время еще недостаточно, поэтому неизбежно вытекает необходимость привлечения результатов других геофизических методов. Сейсмические данные положены в основу модели строения земной коры и использованы для оценки различных аномалеобразующих факторов. Гравиметрические данные являются главными, так как, с одной стороны, определены сравнительно полно для всей изучаемой территории, с другой — соответствуют составу пород, обнаженных эрозионным срезом, и глубин-

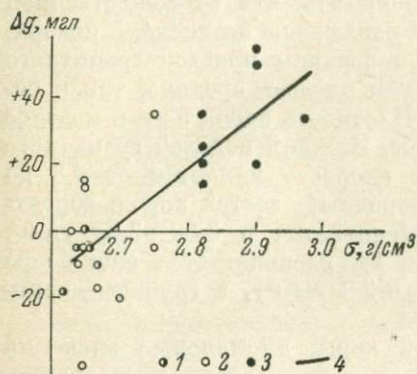
ной структуре земной коры изучаемого региона. Магнитные материалы, которые характеризуют в основном дифференциацию по магнитным свойствам кристаллических пород, обнаженных на поверхности, широко использованы для совместной интерпретации с данными гравиразведки. И, естественно, все эти результаты истолковываются совместно с данными геологии и геохронологии.

Так как скорость упругих колебаний, по данным ГСЗ, не меняется в верхней толще земной коры от дневной поверхности до глубины 3—8 км, то можно предполагать, что та вещественная неоднородность пород, которую мы наблюдаем на дневной поверхности, почти целиком заключена в верхнем подслое гранитного слоя. В его составе наблюдаются как кислые, средние, так и основные и ультраосновные породы. Плотность пород в этом подслое меняется от 2.60 до 3.0 г/см³ и более. Нижний подслон гранитного слоя (от 3—8 до 8—12 км), где скорость меняется от 6.3 до 6.6 км/сек., значительно более однородный; состав пород, вероятнее всего, средний. Плотность оценивается в 2.80—2.85 г/см³. На глубинах от 10—20 до 30—56 км располагается еще более однородный базальтовый слой ($\sigma_{\text{ср}} \approx 2.9$ г/см³), а глубже — перидотитовый слой ($\sigma_{\text{ср}} \approx 3.3$ г/см³).

Согласно такой модели земной коры, аномальные значения силы тяжести обусловлены в основном неоднородностью гранитного слоя и особенно его верхнего подслоя, рельефом подошвы этого подслоя, колебаниями поверхности М и в меньшей степени — неоднородностью базальтового и перидотитового слоев. Заключение о небольшом гравитационном влиянии неоднородности базальтового и подкоркового слоев вытекает из того факта, что скорости упругих колебаний по поверхностям К и М мало меняются от района к району на территории Балтийского щита (см. табл. 1, рис. 6). Особенно отчетливо эти одинаковые значения скорости Фенноскандии (все они превышают 8.0 км/сек.) выделяются на фоне окружающих морей вместе с Британскими островами, где скорость сейсмических волн по М всюду меньше 8 км/сек. (Crustal structure..., 1966). Кроме того, если обратиться к Канадскому щиту, то и там наблюдается очень незначительная разница в значениях скорости сейсмических волн по К и М (Kanasewich, 1966).

О том, что наибольшей составляющей гравитационного слоя является плотностная неоднородность верхнего слоя земной коры, свидетельствует высокий коэффициент корреляции (0.78) между значениями силы тяжести и величинами плотности пород, выходящих на дневную поверхность (рис. 7). Мощность этого неоднородного слоя, по сейсмическим данным, оценивается в 3—8 км (Клушин, Шустова, 1965). Для оценки ее были сначала рассчитаны теоретические гравитационные карты. При этом предполагалось, что мощность этого слоя соответственно равна 2, 3, 4, 6 и 7 км. Вычисления проводились с помощью специально рассчитан-

ной палетки, позволяющей оценить гравитационное влияние тел неправильной формы, какую имеют развитые на изучаемой территории геологические структуры. Идея построения такой палетки принадлежит К. Ф. Тяпкину (1961), применившему ее для геологической интерпретации геофизических материалов на Украинском кристаллическом щите. Построенная нами палетка для Балтийского щита была рассчитана для условия выхода на дневную поверхность аномалеобразующих тел. В основу ее расчета положено вертикальное цилиндрическое тело произвольного сечения. С помощью такой палетки теоретические значения силы тяжести вычислялись на всей территории Балтийского щита



жжено вертикальное цилиндрическое тело произвольного сечения. С помощью такой палетки теоретические значения силы тяжести вычислялись на всей территории Балтийского щита

Рис. 7. График корреляции значений аномалий силы тяжести и плотности кристаллических пород Балтийского щита.

1 — точки, соответствующие преимущественно породам кислого и щелочного состава; 2 — то же — породам среднего состава; 3 — то же — породам основного состава; 4 — усредняющая линия.

по равномерной сети с шагом 25 км. Далее они были сопоставлены с наблюдаемыми значениями.

Ниже приведены значения среднеквадратичных отклонений теоретических значений от наблюдаемых значений силы тяжести для различной толщины слоя и для различных значений средней плотности $\sigma_{\text{ср}}$ (в г/см^3):

Толщина слоя, км	2.64	2.66	2.68	2.72
2	18.9	19.3	18.8	20.1
3	16.6	16.3	16.4	18.0
4	16.9	16.5	15.7	16.5
6	15.5	13.4	12.5	17.6
7	26.3	24.0	20.8	16.8

Минимальные значения (12.5) соответствуют средней плотности $\sigma_{\text{ср}} = 2.68 \text{ г/см}^3$ при толщине слоя 6 км. Это означает, что теоретическая гравитационная карта, отражающая влияние верхнего неоднородного шестикилометрового слоя, наиболее близка к исходной карте. То есть, по гравитационным данным, та неоднородность пород, которую мы наблюдаем на поверхности Балтийского щита, распространяется до глубины в среднем 6 км, которая и соответствует средней мощности верхнего неоднородного подслоя гранитного слоя, зафиксированного сейсмическими исследованиями. Гравитационное влияние этого слоя является наибольшей составляющей в суммарном значении аномальной силы тяжести.

Второй по величине составляющей гравитационного поля является влияние рельефа поверхности M , так как на этой глубине наблюдается самое резкое увеличение скорости упругих колебаний, соответствующее предполагаемому увеличению плотности на 0.4 г/см^3 .

Региональные аномалии, соответствующие влиянию поверхности M , получены путем осреднения исходных значений. Выбор оптимального радиуса палетки осреднения (100 км) производился по известной методике (Андреев, Клушин, 1962). Полученные в результате осреднения региональные аномалии силы тяжести были проанализированы с помощью формул, отражающих зависимость размеров аномалий от глубины аномалеобразующего тела. Такая формула для двухмерной задачи для нескольких границ раздела выведена Б. А. Андреевым (1959):

$$\Delta g = 2\pi k \delta z \sum_{i=1}^n \Delta \sigma_i e^{-\frac{\pi x_i}{h}}, \quad (1)$$

где Δg — аномалия силы тяжести; k — гравитационная постоянная; z — глубина границы раздела; δz — превышение границы раздела над средним уровнем; h — поперечные размеры аномалеобразующего тела (аномалии); $\Delta \sigma$ — избыточная плотность.

Применение формулы Б. А. Андреева дает наилучшие результаты при выполнении условий двухмерной задачи. Крупные геологические структуры земной коры в основном имеют форму, близкую к изометричной. Известно, что применение формул, основанных на допущении бесконечного простирания в случае, когда это условие грубо нарушается, приводит к ошибкам порядка нескольких десятков процентов. Особенно велики погрешности для глубоко залегающих структур.

С целью уточнения интерпретации региональных аномалий силы тяжести И. Г. Клушин уточнил формулу (1) для трехмерной задачи:

$$\Delta g = 2\pi k \delta z \sum_{i=1}^n \Delta \sigma_i e^{-\frac{\pi x_i}{\sqrt{h^2+l^2}}}, \quad (2)$$

где кроме поперечных размеров аномалеобразующих структур h учтены и их продольные размеры l .

По аналогии с формулой для плоскопараллельного слоя формулу (2) можно представить в виде

$$\Delta g = 2\pi k \delta z S,$$

где $S = \sum_{i=1}^n \Delta \sigma_i e^{-\frac{\pi x_i}{\sqrt{h^2+l^2}}}$ — суммарная эффективная плотность многослойной структуры.

Так как Δg пропорциональна величине S , то по значению эффективной плотности можем судить о степени влияния различных границ раздела в земной коре. Такие границы раздела на Балтийском щите, согласно принятой модели, находятся в среднем на глубинах 6 и 40 км. Перепад плотности на этих границах равен соответственно 0,2 и 0,4 г/см³. Ниже рассчитаны значения эффективной плотности для различных размеров аномалеобразующих структур (в км):

Эффективная плотность, г/см ³	100 × 100	200 × 200	300 × 300	400 × 400	600 × 600	800 × 800
S_1	0.154	0.175	0.182	0.188	0.192	0.192
S_2	0.070	0.164	0.228	0.260	0.304	0.320

Примечание. S_1 — составляющая эффективной плотности в случае гравитационного эффекта от границы на глубине 6 км; S_2 — то же, на глубине 40 км.

Как видно из приведенных данных, для структур с размерами 100×100 км доля влияния границы на 6 км несколько больше влияния глубинной границы на 40 км. Для аномалий размером 200×200 км влияние обеих границ становится одинаковым, а при дальнейшем увеличении размеров региональных аномалий доля влияния поверхности M становится преобладающей.

Региональные аномалии, полученные путем осреднения, имеют размеры значительно большие, чем 200×200 км. На основании проведенных оценок можно полагать, что основные источники этих аномалий находятся на глубинах порядка 40 км. Насколько эти аномалии соответствуют положению поверхности M можно представить из рассмотрения поля корреляции региональных значений силы тяжести и глубин до поверхности M по данным сейсмических исследований для всей территории Балтийского щита (рис. 8). Следует отметить, что ранее нами была установлена корреляция этих величин для небольшого числа точек, так как были использованы значения глубин до поверхности M , полученные по преломленным волнам только вдоль двух сейсмических профилей (Шустова, 1966). В настоящей работе использованы все значения глубин до поверхности M , полученные сейсмическими методами преломленных, отраженных волн и путем регистрации их от единичных взрывов для зарубежной территории щита.

Расположение точек на рис. 8 свидетельствует об обратной зависимости осредненного гравитационного поля от глубины до поверхности M . В первом приближении можно считать зависимость между переменными величинами линейной. Тогда коэффициент корреляции будет равен 0,80, и уравнение регрессии будет иметь вид

$$H = 38.42 - 0.25\Delta g.$$

Из уравнения видно, что нулевым значениям регионального поля силы тяжести соответствует мощность коры, примерно рав-

ная 38 км. Изменению значений поля на 4 мгл соответствует изменение мощности на 1 км (примерно такой же градиент установлен и для Канадского щита) (Garland, 1950; Kanasewich, 1966).

На основании этой зависимости и карты региональных аномалий силы тяжести была построена структурная карта по подошве земной коры Балтийского щита. Выбор сечения карты (4 км) обусловлен густотой сети определения осредненных значений силы

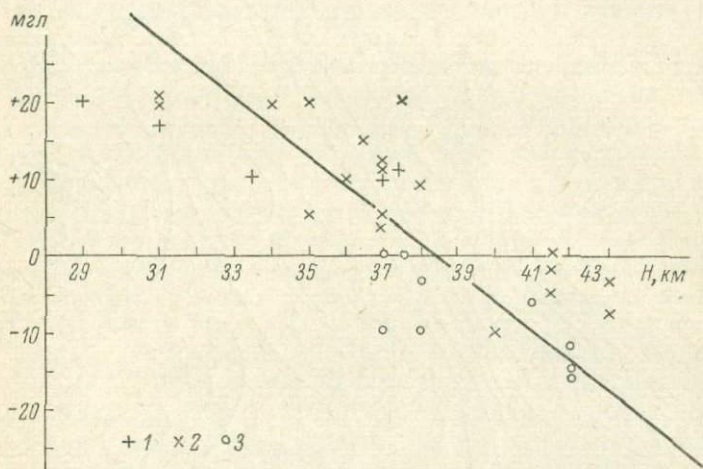


Рис. 8. Корреляционная зависимость осредненных значений силы тяжести и глубины поверхности М по сейсмическим данным.

1 — глубины до М по данным отраженных волн; 2 — глубины до М по данным преломленных волн; 3 — глубины до М по данным регистрации единичных взрывов.

тяжести и ошибкой определения коррелятивной зависимости этих средних значений от глубины до поверхности М. Для наглядности прерывистой линией проведены изогипсы через 2 км (рис. 9).

Третьей составляющей гравитационного поля Балтийского щита, как было отмечено выше, является влияние колебания мощности верхнего неоднородного подслоя гранитного слоя земной коры. Эта составляющая была получена путем вычитания из исходных значений силы тяжести гравитационного влияния верхнего шестикилометрового неоднородного подслоя и поверхности М. Вычисления проводились по той же равномерной сети с шагом 25 км. В результате была получена карта остаточных аномалий силы тяжести, отражающая влияние колебания мощности верхнего неоднородного подслоя гранитного слоя. Отрицательные

аномалии наблюдаются на Кейвской возвышенности, в районе между Ботническим и Кандалакшским заливами, в центральной Карелии, в Прионежье, над Выборгским и Аландским массивами гранитов-рапакиви. Интенсивными отрицательными аномалиями очерчиваются мульды («ванны», по С. И. Бубнову) в Норвежских каледонидах. Положительные остаточные аномалии силы тяжести наблюдаются на северо-востоке Кольского полуострова, в аквато-

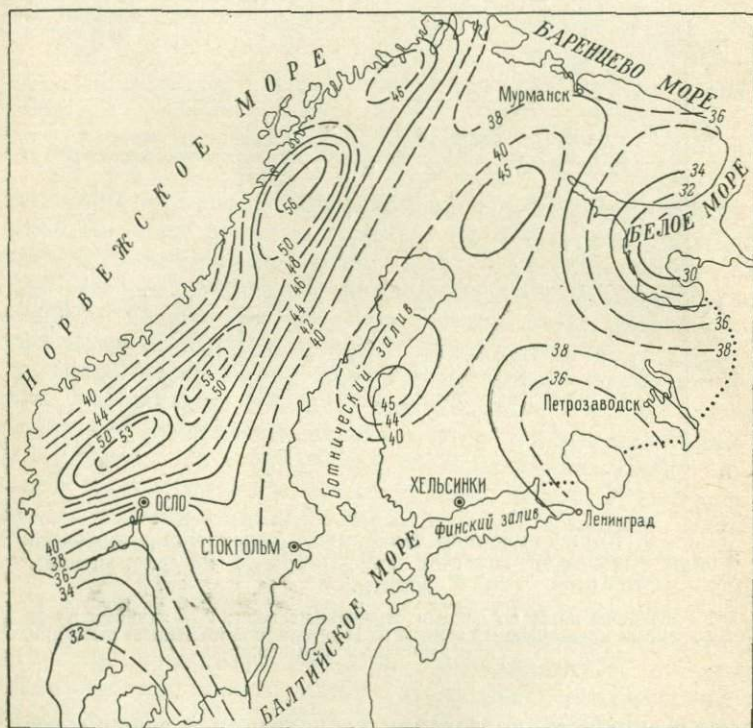


Рис. 9. Структурная карта по поверхности М (в км) территории Балтийского щита.

рии Белого моря, в Приладожье и в районе грабена Осло. Была сделана попытка увязать значения остаточных аномалий силы тяжести с глубинами по сейсмическим данным. Попытка не увенчалась успехом, зависимости установить не удалось. Поэтому мы отказались от построения схемы мощности верхнего подслоя гранитного слоя, а ограничились выделением участков увеличенной и уменьшенной мощностей этого подслоя относительно среднего значения (6 км). При выделении этих участков мы исходим из того, что отрицательным аномалиям соответствуют участки уве-

личенной мощности до 10 км (в каледонидах до 15 км), положительным — участки уменьшенной мощности до 3 км. На остальной территории мощность верхнего неоднородного подслоя предполагается равной 6 км.

Эти участки были нанесены на схему глубинного строения земной коры Балтийского щита, основой которой явилась структурная карта по подошве земной коры (рис. 9). По характеру расположения изогипс на территории щита можно выделить несколько блоков земной коры с различной средней мощностью. Зоны сочленения выделенных блоков мы считаем зонами глубинных разломов.

В настоящее время критерии выделения глубинных разломов являются дискуссионными. Самая общая характеристика сводится к значительной глубине заложения, большой протяженности и длительности геологического развития; последнее сводится к тому, что разделяемые разломами блоки отличаются друг от друга историей развития и тектоническим строением. Геофизическая характеристика зон сочленения крупных блоков земной коры различна. Наиболее точно глубинные зоны разломов определяются сейсмическими методами разведки. По данным ГСЗ выделены зоны глубинных разломов в пределах восточной части Балтийского щита вдоль отдельных профилей (Литвиненко, Некрасова, 1963; Грачев и др., 1960; Литвиненко, Анкудинов и др., 1968; Литвиненко, Платоненкова и др., 1968). Более или менее достоверные сведения о положении разломов на огромной территории Балтийского щита и о глубинности того или иного разлома могут быть получены в результате комплексного геолого-геофизического изучения. В нашей работе блоки земной коры выделены путем трансформации гравитационной карты. Поэтому в данном случае зоны глубинных разломов характеризуются сгущением изолиний на структурной карте (рис. 9). Естественно, что в региональном поле эта ступень не может быть достаточно резкой, поэтому можно отметить только зону постепенного изменения мощности земной коры от одного блока к другому, тогда как, по сейсмическим данным, здесь очень часто наблюдаются разрыв и смещение глубинных границ раздела земной коры.

Общим признаком для зон сочленения является и различие в той или иной степени характера физических полей по обе стороны от них, что, видимо, объясняется разными условиями становления и развития блоков и, как следствие этого, — разным вещественным составом, характером внутренней структуры и степенью регионального метаморфизма.

Безусловно, глубинные разломы интенсивно влияют на развитие верхних частей земной коры, но не обязательно они фиксируются как тектонические нарушения на дневной поверхности. Очень часто их отражение на поверхности видно только по геофизическим данным. Если по разлому внедрились интрузивные

магнитные породы, то они отчетливо выделяются интенсивными полосовыми магнитными аномалиями или цепочками изометричных аномалий. Однако бывают случаи, например для части разлома по северной границе кейвской структуры, когда в магнитном поле они характеризуются пониженными значениями. Потеря магнитности происходит, видимо, вследствие сильной раздробленности пород под действием тектонических движений. Если с разломами связаны интрузии или локальные структуры, сложенные породами повышенной плотности, то зоны разломов хорошо трассируются локальными гравитационными максимумами. Такая картина наблюдается вдоль глубинных разломов в восточной Карелии и восточной Финляндии. Структуры карелид, выполненные плотными эффузивно-осадочными образованиями и связанные с зонами разломов, характеризуются интенсивными локальными аномалиями силы тяжести. И, наоборот, сильное разуплотнение пород в зоне глубинных разломов отражается в гравитационном поле локальными минимумами. Такие интенсивные локальные аномалии наблюдаются, например, в зоне разлома южной Швеции.

Сделана попытка классифицировать разломы по глубине их распространения в земной коре с помощью расчетов аномалий силы тяжести и сравнения полученных результатов с другими геофизическими и геологическими данными. Расчеты проводились методом аналитического продолжения в нижнее полупространство нормированных значений полного вертикального градиента силы тяжести (Березкин, 1968). Для изучения глубинного строения земной коры этот метод разработан Н. С. Елисейевой и Т. А. Богомазовой (1971); основан он на спектральном представлении потенциала силы тяжести и пересчете функции вниз на разные уровни с различной степенью приближения. На каждом уровне вычисляется полный нормированный градиент, который принимает максимальные значения в особых точках. На теоретических моделях типа сочленяющихся вытянутых призм разных размеров с различными значениями плотности показано, что особые точки соответствуют боковым граням и центрам тяжести аномалеобразующих тел.

В настоящей работе вычисления были сделаны по профилям, пересекающим крупные блоки земной коры Балтийского щита и основные зоны их сочленения. На рис. 10 показаны изолинии полного нормированного градиента силы тяжести, пересчитанного вниз при выборочных значениях N (число членов ряда Фурье), вдоль одного из профилей AA' (положение профиля показано на рис. 12). Пересчет вниз производился с шагом 2 км от дневной поверхности до глубины 150 км. Изображенное на рис. 10 поле изолиний можно сопоставить с геологическим или, точнее, с физическим строением земной коры. Наибольшее количество особых точек сосредоточено в верхней части разреза, что соответствует максимальной неоднородности верхнего слоя. В нижней части

разреза количество особых точек уменьшается, что соответствует более однородному составу нижних слоев земной коры.

Вдоль этих же профилей на основании фактических значений плотности горных пород были подобраны плотностные модели земной коры. Подбор проводился обычным способом с помощью палетки Г. А. Гамбурцева, и далее на основании всех имеющихся геологических и геофизических материалов были построены разрезы земной коры вдоль исследуемых профилей. Совмещение вычисленных методом аналитического продолжения особых точек с построенными разрезами земной коры показало, что в основном

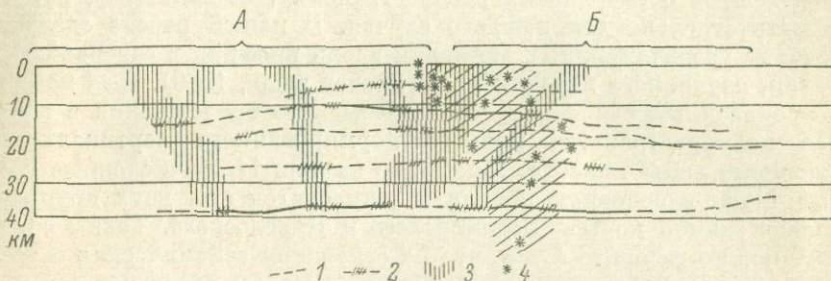


Рис. 11. Глубинный разрез земной коры, составленный по профилю ГСЗ Кемь—Ухта (Грачев и др., 1960).

1 — среднее положение сейсмических границ раздела; 2 — разрывы в корреляции сейсмических волн; 3 — предполагаемые, по данным ГСЗ, зоны нарушений; 4 — максимальные значения полного нормированного градиента силы тяжести. А — область карелид; Б — область беломорид.

все особые точки совпадали с зонами глубинных разломов. Это дало возможность более однозначно интерпретировать особые точки, считая их принадлежащими контактам блоков земной коры различного строения и мощности. С другой стороны, такая интерпретация облегчает продолжение самих зон разломов до максимальной глубины, до которой распространяются особые точки.

Территория восточной части Балтийского щита с использованием более детальных гравиметрических и магнитных данных была разделена на более мелкие блоки. В магнитном поле эти блоки различаются по конфигурации, направлению и интенсивности магнитных аномалий. Особенно отчетливо это видно на карте магнитных тел, построенной А. Н. Берковским (Зандер и др., 1967) и отражающей внутреннюю структуру различных складчатых волн. Так, архейские складчатые системы характеризуются магнитными телами изометричной конфигурации с мозаичным расположением. Протерозойские складчатые системы отображаются линейными. При этом нижнепротерозойские образования характеризуются в основном высокой намагниченностью, обусловленной наличием в их составе магнетит-, пирротинсодержащих

сланцев и гнейсов, интрузий основных и ультраосновных пород и, по-видимому, даже крутым залеганием магнитных тел. Среднепротерозойские породы, как правило, подстилаются нижнепротерозойскими образованиями. Поэтому в большинстве случаев геофизическая характеристика отражает суммарное влияние ниже- и среднепротерозойских образований.

Блоки второго порядка, так же как и более крупные, разделяются зонами глубинных разломов. Последние выделяются на основании комплексных геолого-геофизических данных менее четко по сравнению с глубинными разломами более крупных блоков. Вопрос о глубине их распространения, по-видимому, нужно решать отдельно для каждого случая. В нашей работе сделаны расчеты гравитационных аномалий вдоль профиля в северной Карелии, изученного методом ГСЗ (Грачев и др., 1960). Был применен описанный выше метод аналитического продолжения в нижнее полупространство полного нормированного вертикального градиента силы тяжести. Как видно из рис. 11, вычисленные особые точки в основном попали в зону сочленения двух крупных блоков земной коры — Беломорского и Карельского. Таким образом, можно говорить о том, что на основании сейсмических и гравиметрических данных этот глубинный разлом разделяет земную кору по всей толще.

СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Из рассмотрения структурной карты поверхности М (рис. 9) видно, что средняя мощность земной коры Балтийского щита равна 38 км, что характерно для континентального типа земной коры.¹ На востоке и юго-западе щита мощность коры уменьшается до 30 км, в центральной части увеличивается до 43 км. В горной области каледонид предполагается увеличение мощности коры до 50 км, а возможно, и более. Напомним, что карта мощности земной коры вычислена на базе осредненного поля аномалий силы тяжести. Естественно, что рельеф поверхности М на карте получился значительно сглаженным.

Подобные схемы мощности земной коры недавно построены Е. Пенттилла (Penttilä, 1971), средняя мощность земной коры на этих схемах оценивается в 35—40 км. Минимальной мощностью характеризуется юго-запад Балтийского щита, максимальной — центральная его часть. Такая картина вырисовывается на обеих

¹ Схематическая карта мощности земной коры мелкого масштаба для всего земного шара впервые построена Р. М. Деменицкой (1967). Максимальная мощность Фенноскандии по этой карте равна 40 км.

картах Е. Пенттилла, построенных отдельно по сейсмологическим и гравиметрическим данным. В связи с этим интересно отметить следующее. В настоящей работе структурная карта поверхности М построена по данным гравиметрии, увязанным с сейсмическими данными. Но сюда не вошли сейсмологические материалы, полученные в результате обработки записей поверхностных волн Релея от двух далеких землетрясений в Мексике в 1957 г. и на Курильских островах в 1958 г. Мощность коры, по этим данным, увеличивается от центра щита к западу и под норвежскими каледонидами оценивается в 53 км (Триггвассон, 1965). Подобные совпадения величин мощности коры, полученных по гравиметрическим и сейсмическим данным (поверхностные волны для Балтийского щита), наблюдаются и для других районов (Knoroff, 1969).

На основании изменения мощности земной коры от одного района Балтийского щита к другому по всей территории выделены четыре основных блока (рис. 12). Наименьшей мощностью (30—38 км) характеризуются блоки, выделенные в восточной (Саамо-Карельский) и юго-западной (Свеко-Норвежский) частях щита. Свекофеннский блок, выделенный в центральной части щита, имеет мощность коры 38—43 км. На северо-западе и западе выделяется Каледонский блок, мощность коры которого, по-видимому, превышает 50 км (названия блоков заимствованы у авторов геолого-геохронологической карты Балтийского щита, о которой речь пойдет ниже).

Зоны сочленения перечисленных блоков намечены по сгущению изолиний карты региональных аномалий силы тяжести. А так как изолинии на этой карте сильно сглажены, то естественно, что на схеме глубинного строения земной коры Балтийского щита (рис. 12) зоны сочленения, являющиеся зонами глубинных разломов, вырисовываются полосами, ширина которых достигает нескольких сотен километров.

Наиболее протяженной является зона сочленения Саамо-Карельского и Свекофеннского блоков. На севере она охватывает по ширине всю восточную часть структуры гранулитов. В этой части зоны сочленения наиболее выраженными, по геологическим и геофизическим данным, являются разломы в районе Печенгской структуры и на южной границе развития гранулитов. По сейсмическим (Литвиненко, 1968б) и другим геофизическим данным (Цирульникова и др., 1963), Печенгский разлом рассекает всю земную кору. Широкая зона разломов намечается на юге лапландских гранулитов. На исходной гравитационной карте здесь четко вырисовывается ступень шириной более 50 км. К одному из этих разломов тяготеют ультраосновные тела Серпентинитового пояса. Юго-восточнее зона сочленения блоков проходит вдоль габбровой интрузии Чуна-Волчьих тундр и Мончегорского плутона ультраосновных пород. Существование глубинного разлома здесь

доказано геологическими и геофизическими исследованиями. Южнее, точнее юго-западнее, зона сочленения проходит вдоль Кандалакшского и Колвицкого диоритовых массивов, по Пинозерскому антиклинорию. На этом участке очень четко отбивается Пинозерский разлом по данным детальной аэромагнитной съемки (Кузьмин, 1965 г.). Далее зона сочленения примыкает к Северо-Карельской и Восточно-Финляндской поясам карелид. Разломы здесь далеко не везде обнаруживаются на дневной поверхности, а предполагаются по наличию магнитных и гравитационных аномалий. Эти аномалии соответствуют карельским структурам, выполненным осадочно-эффузивной толщей пород, и основным и ультраосновным интрузиям. Геофизическая характеристика протерозойских структур позволяет считать их связанными с зонами разломов, а именно положительными гравитационными и магнитными аномалиями характеризуются только те структуры, которые тяготеют к Северо-Карельской, Восточно-Карельской и Восточно-Финляндской ветвям карелид. Эти зоны, по нашим расчетам, и являются разделяющими между блоками земной коры. По расчетам аномалий силы тяжести, вертикальная мощность осадочно-эффузивных образований равна 3—4 км. Карельские же структуры вне пределов перечисленных ветвей отмечаются положительными магнитными аномалиями и почти совсем не проявляются в гравитационном поле, что свидетельствует об их незначительной мощности.

Региональная зона глубинных разломов, пересекающая всю земную кору, отделяет Свекофенский блок от Свеко-Норвежского. Большая часть этой зоны совпадает с разломом, разделяющим готские гнейсы и граниты Смоланд. Н. Магнуссон (Magnusson, 1965) выделил этот разлом как региональную зону дробления и расщепления пород, к которой тяготеют многочисленные тела гипербазитов. В гравитационном поле эта зона выражена системой интенсивных локальных аномалий. Повышенная интенсивность может быть объяснена только очень глубокой (до 10 км и более) зоной разуплотнения пород. Интересно отметить, что подобные аномалии (до —100 мгл) наблюдаются на Канадском щите, в Гренвилльской зоне разломов, разделяющих крупные блоки зем-

Рис. 12. Схема глубинного строения земной коры Балтийского щита.

а) К схеме: 1 — пределы (в км) изменения мощности блоков земной коры; 2 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 3 — границы геолого-геохронологических зон; 4 — участки увеличенной мощности верхнего неоднородного подслоя гранитного слоя; 5 — то же, участки уменьшенной мощности; 6 — предполагаемые зоны глубинных разломов внутри крупных блоков земной коры; 7 — оси магнитных аномалий; 8 — тектонические нарушения по геологическим данным; 9 — эпицентры землетрясений; 10 — местоположение профилей, вдоль которых рассчитаны глубинные разрезы; 11 — Саамо-Карельский блок земной коры (1а — Мурманский, 1б — Кольский, 1в — Веломорский, 1г — Карельский, 1д — Ладожский) и Свеко-Норвежский блок; 12 — Свекофенский блок; 13 — Каледонский блок.

б) К глубинным разрезам: 1 — гранитный слой; 2 — базальтовый слой; 3 — подкорковый слой; 4 — предполагаемые зоны глубинных разломов; 5 — гипоцентры землетрясений; 6 — максимальные значения полного нормированного градиента силы тяжести.

ной коры. Канадские геофизики объясняют эти аномалии двояко: либо разуплотнением большой толщи пород (10—15 км) вдоль Гренвилльского фронта в результате гранитизации пород, либо наличием корней древней докембрийской складчатости (Innes, 1967).

Район сочленения Свекофеннского и Каледонского блоков является зоной регионального глубинного краевого разлома каледонской геосинклинали. Через пролив Скагеррак эта зона продолжается в Северо-Германскую низменность, где она выявлена как Рейнский грабен, разделяющий области различной истории развития. В целом данная зона известна как Рейнско-Скандинавский линеамент. С северо-запада и запада Каледонский блок ограничен глубинным разломом, проходящим по берегу Норвежского моря.

Свеко-Норвежский и Каледонский блоки разделяются зоной глубинного разлома. Норвежскими геологами она выделена как зона «большой брекчии трения», отделяющей гнейсы Телемарк от осадочно-эффузивной толщи Бамбле (Scott, 1965). Выделение зон сочленения блоков как зон глубинных разломов подтверждается еще и тем, что они являются тектонически ослабленными, о чем свидетельствуют сейсмологические данные.

Причины землетрясений на Балтийском щите многие исследователи объясняют по-разному. М. Боот, например, связывает землетрясения с поздне- и послеледниковым поднятиями Фенноскандии. Свое утверждение он обосновывает совпадением зоны максимальной сейсмичности Ботнического района с областью максимального постледникового изостатического поднятия. При этом М. Боот теоретически рассчитал и показал равенство энергии, необходимой на «всплывание» Фенноскандии, и энергии, высвободившейся при землетрясениях (Båth, 1953). У. Хольтедаль (1957, 1958) и А. Квале (Kvale, 1960) считают, что основная масса землетрясений Фенноскандии связана с тектоническими нарушениями древнего докембрийского и палеозойского заложения. Г. Д. Панащенко (1969) связывает сейсмическую активность восточной части Балтийского щита с современными тектоническими движениями, считая их унаследованными от более древних.

В настоящей работе приводится схема расположения эпицентров с указанием магнитуды и глубин очага (рис. 5). На этой схеме видно, что самыми глубокими и интенсивными землетрясениями характеризуется побережье Норвежского моря. Сюда попадают 30 землетрясений из 71, имеющих магнитуду $M \geq 5$, и 23 землетрясения из 40, относящихся к подкоровым (глубина очага больше 40 км). Все установленные эпицентры находятся в зоне глубинного разлома, выделенного по гравиметрическим данным. С этой зоной разломов, по-видимому, связано развитие каледонской складчатой области. Современное поднятие Фенноскандии относительно Северного Ледовитого океана также, возможно, предопределено этим региональным швом.

Остальные интенсивные и глубокофокусные землетрясения на Балтийском щите связаны также в основном с зонами глубинных разломов, разделяющих крупнейшие блоки земной коры. Многие из этих землетрясений являются подкоровыми, т. е. гипоцентр их располагается ниже 40 км. Естественно возникает вопрос, в какой степени глубины гипоцентров соответствуют глубинам распространения разломов. Этот вопрос мы попытались решить сопоставлением различных геофизических данных. Вдоль протяженных профилей, пересекающих основные зоны разломов, были рассчитаны аномалии силы тяжести методом аналитического продолжения градиента силы тяжести в нижнее полупространство.

Разрез по профилю AA' (рис. 12) пересекает Фенноскандию в субширотном направлении от Норвежского до Белого моря. Мощность земной коры вдоль разреза меняется от максимальных значений в 50 км под Каледонскими горами до 30 км у берегов Белого моря. Верхняя часть разреза расчленена по геологическим и геофизическим данным. Максимальная плотностная неоднородность, по расчетам, заключена в верхнем слое, мощность которого изменяется от 6 до 10 км, а под каледонидами — до 15 км и более. По совокупности региональных составляющих физических полей и данным геологии намечены зоны глубинных разломов. На основании совпадения глубин гипоцентров землетрясений и максимальных значений полного вертикального градиента силы тяжести можно считать, что эти зоны разломов рассекают всю земную кору и даже часть верхней мантии до глубин 80—100 км. Эта цифра получена для разломов, разделяющих Каледонский и Свекофенский блоки. Такая же глубина характеризует глубинные разломы между Свекофенским и Саамо-Карельскими блоками (профиль проходит в районе г. Куошио). До такой же глубины, по-видимому, распространяется разлом вдоль западного берега Ботнического залива. Самым глубоким (глубже 100 км), по нашим расчетам, является глубинный разлом вдоль побережья Норвежского моря.

Разрез ВВ' пересекает Балтийский щит в субмеридиональном направлении от Баренцева моря на севере до Финского залива на юге. Глубины до поверхности М по этому разрезу меняются незначительно. Глубинные разломы рассекают земную кору под Печенгской структурой, по южной границе Лапландских гранулитов и в районе Кусамо, где пересекаются разрезы AA' и ВВ'. Как и на разрезе AA', зоны глубинных разломов здесь рассекают всю толщу коры и уходят в мантию до глубин порядка 60—70 км.

Таким образом, зоны региональных глубинных разломов Балтийского щита рассекают всю земную кору и часть верхней мантии до глубин 60—70, а возможно, и 100 км. На основании этих данных можно предполагать, что даже в условиях стабильного щита выделяются крупнейшие блоки не только земной коры, но и, возможно, всей тектоносферы. Это, конечно, не означает существования значительной горизонтальной неоднородности низов

коры и верхней части мантии. Тесная корреляционная связь ($r=0.80$), как уже было показано, существует между региональными значениями силы тяжести и мощностью земной коры (рис. 8). Это свидетельствует о том, что региональные гравитационные аномалии создаются в основном за счет контраста плотности между породами земной коры и верхней мантии и в значительно меньшей степени — за счет плотностей неоднородности пород внутри верхней мантии.

На больших глубинах тектоносферы трудно представить разломы как разрывные нарушения сплошности. Поскольку в верхней мантии к этим зонам разломов все же тяготеют гипоцентры землетрясений, то их, по-видимому, можно интерпретировать как центры областей, где происходят физико-химические превращения вещества. В свою очередь, с этими центрами в мантии в низах земной коры связаны своеобразные «каналы», — видимо, зоны повышенной проницаемости и пониженной вязкости, по которым вполне могут происходить разрядки тектонических напряжений, выражающиеся разрывными нарушениями в верхней части консолидированной коры.

На основании результатов детальных геофизических и геологических исследований восточная часть Балтийского щита, составляющая в основном один Саамо-Карельский блок, в свою очередь делится на более мелкие блоки: Мурманский, Кольский, Беломорский, Карельский и Ладожский. Эти блоки четко выделяются по гравиметрическим данным. Мощность земной коры в пределах всей восточной части Балтийского щита в среднем меняется в небольших пределах — от 30 до 38 км. Так как точность проведения изолиний мощности равна в среднем 2 км, то лучше указать, что мощность Беломорского, Мурманского и Ладожского геоблоков меньше, чем мощность Кольского блока. Последний же в свою очередь тоньше Карельского блока.

В магнитном поле эти блоки различаются по конфигурации, направлению и интенсивности магнитных аномалий. Особенно отчетливо это видно на карте магнитных тел, построенной А. Н. Берковским (Зандер и др., 1967). Эта карта отражает внутреннюю структуру различных складчатых зон.

Выявленные по гравитационным данным блоки в основном совпадают с зонами различной складчатости, выделяемыми по карте магнитных тел. Эти блоки, также как и более крупные, разделяются зонами глубинных разломов. Так, Мурманский и Кольский блоки разделяются разломом, который уверенно фиксируется геологическими и геофизическими данными (четкая линейная магнитная аномалия) только по северной границе Кейвской структуры. По данным сейсморазведки, этот разлом распространяется до поверхности М (Литвиненко, Анкудинов и др., 1968). По гравитационным и магнитным данным территория Мурманского блока делится на восточную и западную половины. Восточная часть

Мурманского блока характеризуется хаотическим расположением изометричных локальных гравитационных аномалий и магнитных тел. Локальные аномалии силы тяжести и магнитные тела западной части в основном вытянуты в северо-западном направлении. Интересно, что различие восточной и западной частей Мурманского блока отражается и на карте изобат дна Баренцева моря.

Кольский блок характеризуется преимущественным развитием линейных гравитационных аномалий и линейных магнитных тел. Наиболее интенсивные аномалии силы тяжести в пределах этого блока, вытянутые в северо-западном направлении, отвечают Печенгской и Имандра-Варзугской структурам, выполненным осадочно-вулканическими толщами среднепротерозойского возраста. Мощность этих толщ по данным гравитационных аномалий оценивается в 5 км для Печенги (Цирульникова и др., 1963) и 9 км и более для Имандра-Варзуги. Эффузивы, слагающие эти структуры, в основном немагнитны, за исключением отдельных горизонтов, и поэтому в магнитном поле линейными аномалиями или цепочками локальных аномалий отмечаются в основном интрузии основного или ультраосновного состава, тяготеющие к разломам. Интенсивной отрицательной аномалией силы тяжести отмечается Кейвская структурная зона. По расчетам, мощность кейвских гнейсов, подвергшихся региональному процессу метаморфизма, достигает 10 км и более. Региональную магнитную аномалию, покрывающую территорию Кейвского синклинория и прилегающих районов архейского фундамента, большинство исследователей (Поротова, Сипакова, 1963; Верба, 1971) связывают с региональным процессом метаморфизма.

Наиболее стабильной частью Кольского блока является центральная часть, сложенная гнейсо-диоритовым комплексом пород. Геологическими исследованиями установлено (Бондаренко, Дагелайский, 1968), что глиноземистые гнейсы, гиперстеновые амфиболиты (диориты), гранулиты, кварц-магнетитовые и другие породы, прорванные интрузиями плагιοгранитов и гранодиоритов, составляют единый осадочно-вулканогенный комплекс, метаморфизованный в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Интенсивность аномалий силы тяжести соответствует плотности гранулитоподобных пород (2.82 г/см^3) и гранитоидов ($2.65\text{--}2.70 \text{ г/см}^3$). Эта часть блока почти со всех сторон ограничена разломами, по которым на северо-западе внедрилась интрузия Ара-гранитов, на западе — габбровая интрузия Чуна-Волчьих тундр. На юге блок ограничен разломом (северным краем) Варзугской структуры, с восточным разломом связана Цагинская интрузия. Все факторы вместе свидетельствуют о том, что эта часть блока в протерозойское время не испытывала очень сильной переработки, о чем свидетельствуют и магнитометрические данные. Цагинский разлом является западной границей огромной региональной магнитной аномалии, которая соответствует

области развития регионального процесса метаморфизма, охватившего центр восточной половины Кольского полуострова в протерозойское время.

Беломорский блок характеризуется в основном изометричными аномалиями гравитационного и магнитного полей. По карте локальных аномалий силы тяжести Беломорский блок (за исключением терского берега) можно четко разделить на части, совпадающие с геологическими структурами. Каждая часть блока характеризуется довольно обширным максимумом силы тяжести, опоясанным минимумами. Первые соответствуют плотным амфиболовым и высокоглиноземистым гнейсам и сланцам верхних свит беломорской серии, вторые — легким гнейсо-гранитам нижней керетьской свиты. Интенсивность аномалии соответствует вертикальной мощности верхних свит относительно нижней. Что же касается керетьской толщи, то следует отметить, что она сложена гранитизированными гнейсами, которые по всем физическим параметрам сходны с породами фундамента. В гравитационном поле они отмечаются отрицательными аномалиями. Говоря о мощности беломорской толщи гнейсов и сланцев, мы имеем в виду только среднюю и верхнюю толщи, сложенные плотными амфиболовыми и высокоглиноземистыми гнейсами и сланцами. Говорить о фундаменте беломорской серии, основываясь на геофизических данных, невозможно, так как физические свойства фундамента и керетьской толщи одинаковы, и разделить их нельзя.

На северо-западе вырисовывается чашеобразная структура Енского синклиория, обрамленная антиклинорными поднятиями. Мощность гнейсов беломорской толщи, точнее двух верхних свит, лежащих на керетьской свите, оценивается в 10 км.

Кроме Енского синклиория по карте локальных аномалий силы тяжести выделяются Лоухский синклиорий, Кемский и на юге блока — синклиорий Онежской губы. Мощность беломорской серии в этих синклиориях приблизительно равна 2—5 км. Увеличенная мощность беломорских гнейсов и сланцев до 10 км в Енском синклиории согласуется с тем фактом, что эта часть единой полосы развития беломорских пород относится не к Саамо-Карельскому блоку земной коры, а к Свекофеннскому, имеющему увеличенную мощность коры до 43 км по сравнению со средней мощностью земной коры — 38 км.

Беломорский блок от Карельского отделяется зоной глубинных разломов, которая проходит по Восточно-Карельской зоне карелид. Зона сочленения этих блоков намечена по гравитационной ступени регионального поля силы тяжести. Физические поля этих блоков совершенно различны. В Беломорском блоке это изометричные гравитационные и магнитные аномалии. Карельский блок характеризуется линейными аномалиями, наложенными на фон изометричных аномалий. Зона сочленения блоков очень широкая; ее, возможно, следует рассматривать как самостоятельный блок, так

как она охватывает целиком структуры среднего протерозоя такие, как Шомбозерский синклиорий, Шуезерский и Ветреный пояс. Мощность эффузивно-осадочных образований этих структур по гравитационным данным оценивается в 3—4 км. Глубинные разломы этой зоны сочленения рассекают всю толщу земной коры, о чем свидетельствуют сейсмические данные, полученные в результате изучения строения земной коры вдоль профиля Кемь—Ухта в северной Карелии (Грачев и др., 1960). Это подтверждается гравиметрическими данными. На рис. 11 представлены результаты расчетов гравитационных аномалий методом аналитического продолжения вниз полного нормированного градиента силы тяжести вдоль профиля Кемь—Ухта, изученного методом ГСЗ. Как видно из рисунка, особые точки очень хорошо ложатся в зону сочленения, установленную по сейсмическим данным.

Карельский блок очень четко выделяется в физических полях. В гравитационном поле блок вырисовывается довольно интенсивными отрицательными аномалиями, свидетельствующими о повсеместном распространении легких гранитоидов. Эффузивно-осадочные породы протерозойских структур в Карельском блоке в гравитационном поле не отражаются, по-видимому, вследствие их незначительной мощности или очень малого содержания плотных вулканических пород. В магнитном же поле эти структуры выделяются очень интенсивными полосовыми аномалиями, вытянутыми в северо-западном направлении.

Ладожский блок имеет совершенно отличную характеристику физических полей по сравнению с другими блоками. Очень сильный региональный фон гравитационного поля создается здесь подъемом базальтового слоя, о чем свидетельствуют сейсмологические данные (Булин, 1971). Локальные положительные аномалии силы тяжести соответствуют довольно плотным (2.72 г/см^3) ладожским гнейсам и сланцам, отрицательные — гранито-гнейсовым куполам, которые являются, по-видимому, «омоложенными» выходами древнего фундамента. Магнитные аномалии в основном соответствуют сортавальским амфиболитам, которые опоясывают купола. Граница между Ладожским и Карельским блоками намечается по сгущению изолиний на структурной карте (рис. 9). По геологическим данным, эта граница совпадает с зоной разломов, дробления и милонитизации пород (Геология и петрология. . ., 1969).

Помимо блоков земной коры различной мощности по всей территории Балтийского щита и более мелких блоков в пределах восточной части щита на схеме глубинного строения (рис. 12) выделены участки увеличенной и уменьшенной мощностей верхней неоднородной части земной коры по сравнению со средним значением, принятым равным 6 км. Увеличенная мощность этого слоя (до 10 км) отмечается в районе Кейвской возвышенности, в северной Финляндии и Карелии, в центральной Карелии, Заонежье, на юго-востоке Финляндии, Аландских островах, юго-

востоке Швеции. В Норвегии увеличение этого слоя предполагается до 15 км и отмечается на юге и в пределах синклиналильных зон («ванн») каледонских гор.

На геологических картах перечисленным участкам соответствуют площади развития сильно гранитизированных пород в север-

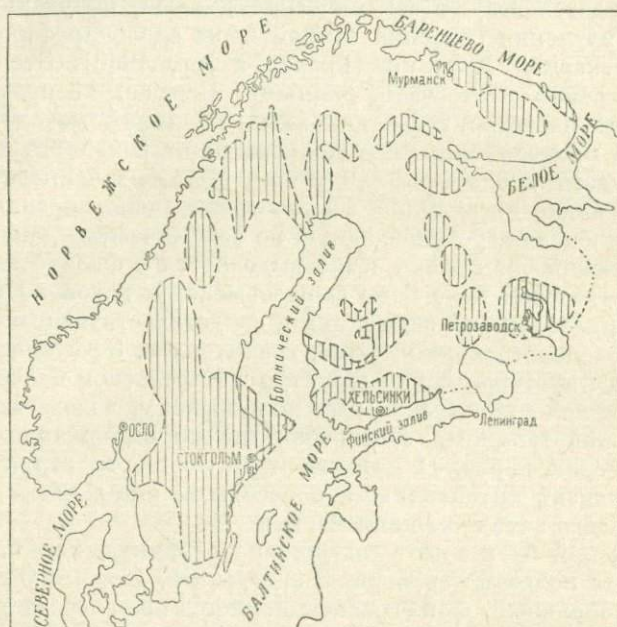


Рис. 13. Схема региональных аномалий магнитного поля Балтийского щита.

Штриховкой показаны площади с повышенными значениями магнитного поля.

ной Финляндии и Карелии, центральной Карелии, Заонежье. На юго-востоке Швеции увеличение мощности неоднородного слоя совпадает с районом развития гранитов Смоланд, происхождение которых большинство шведских геологов связывают с гранитизацией (Magnusson, 1965). В районе Кейвской возвышенности участок увеличенной мощности неоднородного слоя земной коры совпадает с районом развития сильно метаморфизованных кейвских гнейсов.

Почти все перечисленные районы в магнитном поле характеризуются региональными аномалиями повышенной интенсивности (рис. 13). Наметившаяся тенденция дает основание считать, что на рассмотренных участках отрицательные гравитационные аномалии и повышенные магнитные поля обусловлены широким и интенсивным развитием процессов метаморфизма, которые ведут к разуплотнению пород. Если считать, что разуплотнение происходит одинаково по всей глубине, то мощность таких пород достигает 10 км. Повышение интенсивности региональных магнитных

аномалий обусловлено, по-видимому, высвобождением магнетита при региональных процессах метаморфизма.

Интересно, на наш взгляд, что в эту категорию участков увеличенной мощности неоднородного слоя попали массивы гранитов-рапакиви. Повышенным магнитным полем характеризуются частично Выборгский, Аландский массив и центральная часть Салминского массива. Все эти массивы в гравитационном поле проявляются отрицательными аномалиями. Повышенная интенсивность этих аномалий говорит о большой мощности массивов (кроме Салминского) — до 10 км. Граниты-рапакиви являются классическим примером немагнитных пород. Поэтому повышенную интенсивность магнитного поля нужно, по-видимому, связывать с существенной ролью метаморфических процессов, которым подвергались, возможно, первично магматические граниты-рапакиви. Увеличение мощности верхнего слоя в пределах зоны сочленения Свекофеннского и Свеко-Норвежского блоков говорит о большой мощности разуплотненных пород в результате дробления и расщепления (Magnusson, 1965).

Рассмотрим теперь положительные остаточные аномалии. На геологической карте им соответствуют районы, характеризующиеся многочисленными интрузиями основного состава (Приладжье, северо-восточная часть Кольского полуострова, грабен Осло). Возможным объяснением положительных остаточных аномалий мы считаем приближение плотного слоя к дневной поверхности в этих районах, т. е. сокращение мощности верхнего неоднородного подслоя гранитного слоя до двух-трех километров. Естественно, что наличие большого количества основных интрузий и даек хорошо увязывается с идеей приближения плотного слоя земной коры к дневной поверхности.

Нулевые остаточные аномалии, которые соответствуют шестикилометровому неоднородному слою, на геологической карте совпадают с районами развития слабогранитизированных пород. К ним относятся свекофенские гнейсы-лентиты Швеции и Финляндии, готские гнейсы юго-западной Швеции и др. Породы эти немагнитны, и потому в магнитном поле эти районы выражаются пониженными значениями.

В заключение необходимо сказать, что такая интерпретация остаточных аномалий не может претендовать на однозначное решение. Появление новых данных о физических свойствах пород по всей толще земной коры даст возможность более уверенно интерпретировать геофизические данные.

О роли изостазии в формировании структуры земной коры

Как уже неоднократно было отмечено, земная кора Балтийского щита находится в современном движении, причем скорость поднятия его центральной части максимальная. К перифе-

при скорости заметно уменьшается. При сравнении схемы современных движений Балтийского щита (Sauramo, 1939; Gutenberg, 1941) со схемой блокового строения земной коры видно, что Свекофеннский блок увеличенной мощности земной коры совпадает с областью максимального поднятия, а границы блока в основном отвечают внутренней флексурной линии Саурамо. Саамо-Карельский и Свеко-Норвежский блоки уменьшенной мощности соответствуют областям наименьших скоростей поднятий, а в своих периферийных частях — даже областям опускания. Следовательно, в первом приближении можно считать, что изменение мощности блоков земной коры обратно пропорционально скорости поднятия Балтийского щита.

В связи с этим и интересно было рассмотреть роль изостазии в формировании земной коры Балтийского щита. Говорить о реальном существовании изостазии можно только для больших блоков, имеющих не менее 200 км в поперечнике (Wollard, 1965; Артюшков, 1970, и др.). В нашем же случае поперечник блоков превышает 200 км. Были использованы соотношения между рельефом, глубиной до поверхности M и значениями аномалий Буге. Эти соотношения совпадают с теоретическим уравнением для изостатического равновесия земной коры (Wollard, 1959; Деменицкая, 1967; Сажина, 1962; Борисов, 1964, и др.). Используя эти зависимости и отметки рельефа для всей территории щита, мы рассчитали гравитационное влияние изостатически уравновешенной земной коры. После вычитания этих расчетных значений из наблюдаемых значений гравитационного влияния рельефа поверхности M были получены остаточные изостатические аномалии, которые, по-видимому, фиксируют отклонение тех или иных участков земной коры от равновесного состояния. Безусловно, подобные расчеты нельзя относить к точным методам вычисления изостатических аномалий, но для наших целей, т. е. для выделения изостатически неуравновешенных блоков, этого вполне достаточно, тем более что для Финляндии рассчитанные нами изостатические аномалии были сверены с другой картой изостатических аномалий, составленной Т. Ханкасало (Honkasalo, 1962).

Остаточные изостатические аномалии почти точно совпадают с выделенными блоками земной коры. Свекофеннскому блоку соответствует отрицательная изостатическая аномалия. По данным неотектоники, территория этого блока испытывает интенсивное поднятие. Следовательно, можно предполагать, что недостаток массы этого блока компенсируется поднятием земной коры. Саамо-Карельскому и Свеко-Норвежскому блокам соответствуют положительные изостатические аномалии, свидетельствующие об избытке массы. Наблюдаемое опускание земной коры на территории этих блоков, по-видимому, в большей степени компенсирует этот избыток. Основываясь на этих совпадениях, можно говорить о том, что современные движения блоков земной коры Балтийского щита на-

правлены в сторону установления равновесия. При этом необходимо также отметить, что такие движения щита характерны только для последних 9000—7000 лет, т. е. для послеледникового периода.

В связи с последним выводом нельзя не остановиться и на вопросе о времени формирования крупнейших блоков земной коры и, в частности, поверхности М. С одной стороны, все геофизические данные характеризуют современное строение земной коры и хорошо увязываются с данными неотектоники. С другой — эти же блоки, как будет показано ниже, имеют свою докембрийскую историю заложения и развития. Иными словами, древние докембрийские блоки земной коры, имеющие различную мощность и разделенные региональными зонами глубинных разломов, вполне согласуются с современной структурой земной коры Балтийского щита. Примерно то же было установлено В. Б. Соллогубом и сотрудниками (Соллогуб и др., 1970) и для территории Украинского щита.

Роли гляциоизостазии в формировании современной структуры земной коры и ее критике посвящены многочисленные работы зарубежных и советских исследователей (Gutenberg, 1941; Båth, 1953, 1956; Архангельский и др., 1936; Николаев, 1966; Kvale, 1960, и мн. др.). По нашему мнению, влияние ледника на формирование современной структуры земной коры Балтийского щита отрицать полностью нельзя. Вопрос стоит пока только о том, насколько современные гляциоизостатические движения соответствуют новейшим глыбово-блоковым подвижкам и насколько они наследуют древний структурный план. Действительно, район максимальной мощности бывшего ледника на севере Ботнического залива хорошо в плане совпадает с отрицательной изостатической гравитационной аномалией, с областью значительной сейсмичности и наибольшей скорости современного поднятия (Båth, 1953; Gutenberg, 1941, и др.). Очень интересны в этом плане также данные А. А. Никонова и Г. Д. Панасенко (1963), показывающие положение края ледника во время основной стадии сокращения. Так, его восточная граница почти точно в плане совпадает с зоной сочленения Саамо-Карельского и Свекофеннского блоков земной коры.

Максимальная толщина Балтийского ледника в прошлом ориентировочно оценивается в среднем в 3 км (Woldstedt, 1958). Поэтому можно считать, что лед производил нагрузку, равную нагрузке горной области высотой несколько более 1 км. Такая масса льда, безусловно, способствовала прогибанию земной коры в целом либо только ее верхнего слоя, и потому после таяния ледника началось компенсационное поднятие щита. В то время, вероятно, преобладали гляциоизостатические силы. В настоящее же время скорость поднятия составляет $\frac{2}{3}$ от той скорости, которая была примерно 9000 лет назад. Из этого можно сделать вывод, что изостатические силы затухают по мере восстановления равновесия. Видимо, только после этого тектонические движения, которые

предопределяют развитие земной коры на всем протяжении геологического времени, станут доминирующими на Балтийском щите (Мещеряков, 1961; Панасенко, 1969).

Внутренняя структура и возраст блоков земной коры

Важным в определении внутренней структуры и возраста геоблоков является соотношение их с основными докембрийскими структурными элементами территории щита в целом. Как известно, основные черты тектонического строения Балтийского щита определяются складчатыми сооружениями свекофенно-карелид и более древнего (архейского) возраста.

Собственно карелиды охватывают северо-восточную половину щита в виде обширных поясов общего северо-западного простирания. В их пределах выделяются Кольско-Норвежский пояс карелид, охватывающий большую часть Кольского полуострова и заходящий на север-северо-запад в полярную Норвегию; Карело-Финляндский пояс карелид, занимающий почти всю Карелию, центральную и северную Финляндию и полярную Швецию и разделяющий их Лапландско-Беломорский пояс архейских складчатых комплексов, протягивающийся из Западного Беломорья в полярную Финляндию.

Карельско-Финляндский и Кольско-Норвежский пояса имеют в целом трехъярусное строение и отличаются тем, что фундамент образован складчатыми комплексами с возрастом 2500—2700 млн лет и более, второй структурный этаж — складчатыми комплексами нижнего протерозоя, дислоцированными (совместно с более древними) в главную (селецкую) фазу карельской складчатости в период 1900—1950 млн лет, и третий этаж — слабодислоцированные в позднекарельскую фазу складчатости (1750—1800 млн лет) комплексы среднего протерозоя, дискордантно залегающие на более древних складчатых образованиях. Лапландско-Беломорский пояс образован складчатыми комплексами (Беломорский и Гранулитовый массивы), в основном завершившими свое развитие в докарельское время (2500—2700 млн лет и ранее), но затем то в большей, то в меньшей степени переработанными в период карельской складчатости.

Границы Лапландско-Беломорского пояса со складчатыми поясами карелид определяются мощными зонами глубинных разломов: северо-восточная граница следует по зеленокаменной зоне Имандра-Варзуга, юго-западная — по Восточно-Карельской и Северо-Карельской зеленокаменным зонам и мощной взбросовой зоне южной окраины гранулитового массива. Зоны глубинных разломов проходят и в пределах поясов карелид (Кейвская, Центрально-Карельская и др.).

Пояс собственно свекофеннид следует в субширотном направлении через южную Финляндию в южную Швецию, где он пово-

рачивается на север и в полярной Швеции сливается с Карело-Финляндским поясом карелид. За исключением Центрально-Финляндского гранитного массива, на остальном протяжении к северо-западу и юго-востоку от последнего какой-либо геологической границы, разделяющей пояс свекофеннид и Карело-Финляндский пояс карелид, не установлено. Возраст главной фазы свекофеннской складчатости и кислого плутонизма, как и главной (селецкой) фазы карельской складчатости (см. выше), определяется в 1900 млн лет. После главной фазы складчатости и консолидации свекофеннского пояса имеет место проявление так называемых позднесвекофеннских тектонических движений и гранитных интрузий с возрастом 1750—1800 млн лет, соответствующих позднекарельской фазе складчатости в поясах карелид. Такой же поздний постконсолидационный гранитный плутонизм имеет место и в пределах карелид в полярной части Финляндии и Швеции.

Несколько особняком выделяется район юго-западной Швеции и южной Норвегии, пока еще недостаточно изученный, который выделяется в Свеко-Норвежский пояс. Складчатый комплекс доготских гнейсов южной Швеции во многом напоминает докарельские складчатые образования Беломорского массива и фундамента карелид. По вещественному и структурному характеру складчатых образований остальная часть Свеко-Норвежского пояса весьма схожа с карелидами Карелии и заставляет согласиться с О. Баклундом, выделившим их вместе под названием «гото-карелид», подразумевая их одновозрастность. От пояса свекофеннид Свеко-Норвежский пояс отделен мощной зоной глубинного разлома, носящего название зоны рассланцевания, пронизанной многочисленными интрузиями основных пород (гиперитов).

В пределах этого пояса наблюдаются мощные зоны дробления, которые пересекают доготский гнейсовый массив в направлении, параллельном пограничной зоне разломов, в южной Швеции — субмеридиональная зона наложенного глубокого метаморфизма и проявления гранитного плутонизма (граниты, пегматиты). Эти зоны, наложенные на более древние дислоцированные образования, имеют возраст около 1000 млн лет, т. е. такой же, как и пограничная зона разлома с заключенными в нее интрузиями гиперитов, а также развитые в этом же поясе платформенные интрузии гранитов и платформенные отложения.

Выделенные геоблоки своим положением по отношению к описанным выше основным структурным элементам щита обнаруживают известную самостоятельность. Уместно отметить, что эта автономность проявляется не только в части основных геологических элементов. Как показал анализ многочисленных изотопных датировок докембрийских образований (К-Аг метод), создаваемые ими геохронологические поля в целом дают расчленение территории Балтийского щита на три зоны: Саамо-Карельскую, Свекофеннскую и Свеко-Норвежскую. Они по своей конфигурации

весьма близки к рассматриваемым геоблокам и тем самым еще более подтверждают правомерность выделения последних (Кратц, Лобач-Жученко, 1970; рис. 2). С другой стороны, они отражают и само геологическое строение каждого из геоблоков. Принимая названия общими для зон и соответствующих геоблоков, рассмотрим некоторые важнейшие стороны затронутого здесь вопроса.

Прослеживая границу между Саамо-Карельским и Свекофенским блоками, видим, что в южной части она следует вдоль основных структур карелид восточной Финляндии, в средней части поворачивает на северо-восток, пересекая тем самым почти под прямым углом структуры как Карело-Финляндского пояса карелид, так и Беломорского массива Лапландско-Беломорского пояса. Далее на северо-восток она в целом проходит по границе между Лапландско-Беломорским и Кольско-Норвежским поясами.

Таким образом, в пределах Саамо-Карельского геоблока сохраняются Кольско-Норвежский пояс карелид и юго-восточные части Лапландско-Беломорского и Карело-Финляндского поясов. Следовательно, Саамо-Карельский геоблок имеет сложное строение, в котором участвуют разновозрастные структуры от древнейших докарельских (архейских) до позднекарельских. Эта разновозрастность структур данного геоблока отражается в изотопно-возрастной характеристике данной территории, в пределах которой датировка возраста варьирует от 3000 до 1700 млн лет (K-Ar метод).

В пределах Саамо-Карельского блока эти резко разновозрастные структуры четко выделяются особенностями своего внутреннего строения и геологическими и геофизическими границами, что наглядно видно на рис. 12. Таковы блоки, которые определяются зонами разломов между упомянутыми выше поясами, а также между отдельными структурными зонами, но которые по времени своего заложения, являются хотя и часто разновозрастными, но, как правило, древними — вероятно, в большинстве случаев, древнее времени обособления самого геоблока.

Свекофенский геоблок охватывает всю площадь развития складчатых структур, описанных выше, свекофеннид (Свекофенский пояс) и северо-западную часть Карело-Финляндского и Лапландско-Беломорского поясов.

В целом же K-Ar изотопно-возрастные характеристики территории данного блока определяются интервалом значений от 2300 до 1750 млн лет, что несомненно отражает и некоторое отличие в геологическом развитии данного блока от смежного Саамо-Карельского. Основное отличие заключается в преобладающем развитии в Свекофенском блоке складчатых сооружений свекофеннид, для которых пока не документируется (ни геологически, ни геохронологически) досвекофенский фундамент, а также в широком проявлении — позднесвекофенские (и позднекарельские) тектонические и плутонические процессы, имеющие ограниченное распространение в Саамо-Карельском блоке.

Свеко-Норвежский и Свекофеннский блоки разделены мощной глубинной зоной дробления южной Швеции.

Свеко-Норвежский блок, как уже говорилось, сохраняет структурные черты древнего фундамента Свеко-Норвежского пояса с наложенными на него вторичными тектоническими зонами значительно более молодого возраста, которые не развиты в пределах Свекофеннского блока. Эти молодые наложенные геологические процессы были, однако, настолько интенсивными, что сказались на изотопно-геохронологической характеристике Свеко-Норвежского блока: возрастом 1300—800 млн лет (по К-Аг методу), совершенно не характерным для Свекофеннского блока.

Приведенная характеристика рассматриваемых геоблоков отражает лишь главные сходные и отличительные их черты. Вместе с тем они позволяют в определенной мере судить и о времени возникновения геоблоков. Так, например, граница Кольско-Карельского и Свекофеннского блоков пересекает структуры главной (селецкой) фазы карельской складчатости. Поэтому, очевидно, время окончательного обособления этих геоблоков произошло после селекций фазы (1900—1850 млн лет), хотя указанная граница местами и унаследовала черты более древнего возраста. С другой стороны, резкое проявление позднесвекофеннской (позднекарельской) ремобилизации (1750—1800 млн лет) в районе Свекофеннского блока, не проявившейся в пределах карелид Саамо-Карельского блока, позволяет предполагать, что к этому времени эти два блока уже развивались самостоятельно.

О времени обособления Свеко-Норвежского блока можно судить, с одной стороны, по тому, что граница их (зона разлома) пересекает структуры свекофеннид с возрастом 1750—1800 млн лет, т. е. сама граница появилась позже; с другой — по тому, что пограничная зона разлома, как и залегающие в ней интрузии гиперитов, имеет возраст 1000 млн лет. По-видимому, отделение Свеко-Норвежского блока происходило одновременно с интенсивными тектоническими процессами того же возраста, давшими начало зонам регенерации в пределах этой территории, не сказавшимися на территории Свекофеннского блока.

Таким образом, Свеко-Норвежский блок, вероятно, является образованием, несколько более поздним, чем Свекофеннский и Саамо-Карельский блоки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Уже качественный анализ геологической и геофизической информации по глубинному строению Балтийского щита дает право сделать вывод о разделении его на геоблоки разного по-

рядка. Мы поставили перед собой задачу на первом этапе работы выделить здесь «объемно» самые крупные, первого порядка, участки земной коры, отчетливо ограниченные зонами разломов глубокого заложения и различимые по совокупности признаков. В нашем распоряжении были обширные и разносторонние геологические и геофизические данные по восточной части Балтийского щита и более скудные, преимущественно литературные, — по зарубежной его части.

С учетом всего фактического материала вначале была подобрана физическая модель земной коры. В основу ее были положены результаты наиболее точного и надежного сейсмического метода исследования. Сейсмические исследования на территории Балтийского щита проводятся достаточно широко: распределение сейсмических профилей по площади в первом приближении равномерное. Общая протяженность профилей глубинных сейсмических исследований составляет примерно 6000 км. Средняя мощность земной коры Балтийского щита, по всем этим данным, равна 38 км. Всюду на щите в различных районах установлено, что земная кора состоит из двух основных слоев — гранитного и базальтового и что наиболее резкой сейсмической границей, с наибольшим скачком скорости, является поверхность М — подошва земной коры. Кроме того, наиболее точными данными ГСЗ установлена резкая сейсмическая граница на глубине 3—8 км, внутри гранитного слоя. Эта граница одновременно является нижней границей распространения значительной плотностной неоднородности, установленной по гравиметрическим данным. На других нижележащих границах скорость упругих волн меняется более или менее монотонно вплоть до границы М.

Верхний подслой гранитного слоя неоднороден. Состав его меняется от кислого до основного и ультраосновного, плотность варьирует от 2.60 до 3.0 г/см³ и более. Состав нижнего подслоя гранитного слоя на основании скоростной характеристики и данных лабораторных исследований, по-видимому, не может быть кислым, а является, скорее всего, средним с плотностью 2.80—2.85 г/см³. Для базальтового и подкорового слоев принята плотность 2.90 и 3.3 г/см³. Естественно, данные лишь одного геофизического метода, хотя и самого точного, не могут дать полную картину глубинного строения земной коры. Были привлечены и результаты исследований гравиметрического и магнитометрического методов.

Аномальные значения силы тяжести в соответствии с принятой моделью обусловлены в основном неоднородностью верхнего слоя, его толщиной, рельефом базальтового и подкорового слоев и, в меньшей степени, неоднородностями последних. На основании установленной зависимости между осредненными значениями силы тяжести и глубинами до М по сейсмическим данным была построена карта мощности земной коры Балтийского щита.

Согласно этим данным, мощность коры меняется от 30 км на востоке и юго-западе до 45 км в центре щита. Под каледонидами, если земная кора в целом и ее отдельные слои имеют те же геофизические характеристики, что и для щита, можно ожидать увеличение мощности коры до 50 км и более.

Итак, вся территория Балтийского щита разделилась на большие участки с уменьшенной и увеличенной (по сравнению со средним значением 38 км) мощностью земной коры. Можно думать, что этим участкам соответствуют блоки земной коры. Для подтверждения этого вывода рассмотрены геолого-геофизические критерии выделения зон глубинных разломов, которые должны разграничивать эти блоки. О том, что зоны сочленения блоков являются ослабленными зонами земной коры, свидетельствуют сейсмологические данные. Хотя Балтийский щит — асейсмическая область, землетрясения происходят здесь редко и их магнитуда не превышает 5 единиц; сведения о землетрясениях дают ценную информацию о строении земной коры щита. Эпицентры наиболее интенсивных глубокофокусных землетрясений на щите в основном тяготеют к зонам разломов крупных блоков земной коры.

Известно, что Балтийский щит на протяжении всей истории геологического развития испытывает колебательные движения. За последние 10 тысяч лет движения имеют тенденцию к поднятию. Большинство исследователей считает это следствием восстановления равновесия в земной коре после таяния ледника. Независимо от причин этого поднятия наблюдается интересная картина дифференциального распределения его скоростей по всей территории щита. Максимальная скорость отмечается в центре, к периферии она уменьшается, а некоторые периферийные участки даже опускаются. При этом поднятия не происходят плавно. Скорость их меняется скачками, причем внутренняя линия, очерчивающая максимально поднимающуюся часть щита, в первом приближении совпадает с выделенными по геофизическим данным зонами сочленения блоков. Таким образом, можно говорить о том, что земная кора Балтийского щита состоит из отдельных блоков, которые движутся друг относительно друга по зонам глубинных разломов. Это движение в настоящее время направлено в сторону установления равновесия. Анализируя далее геологические и особенно геохронологические данные, мы пришли к выводу об унаследованном развитии современных блоков Балтийского щита от более древних.

Геологическая граница между Саамо-Карельским и Свекофенским блоками проходит по изохроне 2300 млн лет, означающей, что для возраста Саамо-Карельского блока характерны цифры 2300 млн лет, а для Свекофенского такие цифры неизвестны. Период 1800—1700 млн лет является временем окончательного формирования Саамо-Карельской и Свекофенской геохронологических зон. К этому времени, по-видимому, одноименные блоки

развивались самостоятельно, что определило их различное глубинное строение. Поэтому зоны сочленения этих блоков следует, видимо, считать не моложе среднего протерозоя. Граница между Свекофеннским и Свеко-Норвежским блоками совпадает с изохроной 1000 млн лет. Время обособления Свеко-Норвежского блока труднее определить. Ясно только, что этап интенсивного развития, датируемый в 1000 млн лет, сказался только на этом блоке. Подобных цифр возраста в соседнем Свекофеннском блоке не найдено. Следовательно, разлом, отделяющий Свеко-Норвежский блок, вероятно, не моложе 1000 млн лет, так как к этому времени Свеко-Норвежская и Свекофеннская зоны развивались самостоятельно, что, видимо, и определило их различное строение по всей толще земной коры.

Другими словами, древние докембрийские блоки земной коры, имеющие различные мощность, внутреннюю структуру и разделенные зонами глубинных разломов, согласуются с современным строением земной коры Балтийского щита. Тем самым можно утверждать в первом приближении, что современная структура земной коры Балтийского щита определяется в основном расположением зон древних докембрийских разломов.

При расчленении земной коры Балтийского щита на отдельные блоки дополнительно был использован метод аналитического продолжения в нижнее полупространство полного нормированного вертикального градиента силы тяжести. При этом формальном методе расчеты производятся независимо от физических свойств пород, слагающих изучаемый регион. В результате этих расчетов удалось показать, что глубинные разломы между блоками земной коры распространяются до 80—100 км.

Таким образом, по геофизическим данным, земная кора и часть верхней мантии отчетливо расчленяется на глыбы, которые различаются своим внутренним строением и вещественным составом. Это различие распространяется до глубин 80—100 км, где, по всем геологическим и геофизическим данным, возможно уже появление астеносферы. Таким образом, можно говорить о том, что на Балтийском щите выделены блоки тектоносферы, разграниченные зонами глубинных разломов. На больших глубинах тектоносферы трудно представить разломы как разрывные нарушения. Поскольку в верхней мантии эти разломы все же выделяются по гипоцентрам землетрясений и максимальным градиентам силы тяжести, то эти точки можно интерпретировать как центры областей, где происходят физико-химические превращения веществ. В свою очередь эти центры образуют в мантии и низах земной коры своеобразные каналы — видимо, зоны повышенной проницаемости или пониженной вязкости, которые вполне могут являться причиной разрывных нарушений в верхней части коры.

Полученные результаты показывают, что даже в пределах древних щитов, самых стабильных участков земной коры, по гео-

физическим данным уверенно выделяются геоблоки до глубин 100 км. В связи с этим, видимо, уже следует ставить вопрос и об объеме земной коры. Не пора ли при изучении земной коры переходить от ее двухслойной модели в 35—50 км мощности к трех- или даже четырехслойной модели мощностью 100—120 км и более. Это, по нашему мнению, избавит исследователей от многих сложностей и «неприятностей», связанных с изучением неоднородностей верхней мантии как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреев Б. А. О геологическом значении гравитационной карты Карелии, Финляндии и Ленинградской области. — Матер. ЦНИГРИ, № 7, Л., 1938.
- Андреев Б. А. Соотношение между гравитационными аномалиями и структурным рельефом в случае нескольких границ раздела плотности. — ДАН СССР, 1959, т. 124, № 2.
- Андреев Б. А., Клушин И. Г. Геологическое истолкование гравитационных аномалий. Л., 1962.
- Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника. — Геотектоника, 1967, № 5.
- Артюшков Е. В. Слой пониженной вязкости в верхней мантии Земли и связанные с ним явления. — Бюлл. МОИП, геол., 1970, т. XLV, вып. 2.
- Архангельский А. Д., Михайлов А. А., Федынский В. В., Люстих Е. И. Геологическое значение аномалий силы тяжести СССР. — Изв. АН СССР, 1937, № 4.
- Барт Т., Рейтан П. Докембрия Норвегии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. — В кн.: Результаты исследований по Международным геофизическим проектам. М., 1966.
- Беляевский Н. А. Тектоника и магматизм грабена Осло. — В кн.: Проблема геологии на XXI сессии Международ. геол. конгр. М., 1963.
- Березкин В. М. Метод аналитического продолжения полного вертикального градиента силы тяжести для изучения распределения возмущающих масс в толще земной коры. — Изв. вузов, геол. и разв., 1968, № 12.
- Богданов А. А. О тектоническом строении западного угла Европейской платформы. — Вестн. МГУ, 1968, № 5.
- Бондаренко Л. П., Дагелайский В. Б. Геология и метаморфизм пород архея центральной части Кольского полуострова. Л., 1968.
- Борисов А. А. Геологические факторы, создающие аномалии силы тяжести и нарушающие изостазию. — В кн.: Изостазия. М., 1964.
- Булин Н. К. Новые данные о строении земной коры Балтийского щита. — ДАН СССР, 1971, т. 168, № 3.
- Верба В. В. Использование материалов аэромагнитной съемки для картирования комплексов пород на примере Балтийского щита. — В кн.: Аэрометоды геологических исследований. Л., 1971.
- Воларович М. И., Ваюк Е. И., Жданов П. П. Исследование упругих свойств горных пород Кольского полуострова в условиях всестороннего давления до 7000 кг/см². — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 8.
- Воларович М. И., Галдин Н. Е. Об упругих параметрах горных пород при высоких давлениях и строение гранулитового комплекса Кольского полуострова. — Изв. АН СССР, сер. геол., 1968, № 4.

- Гейер П. Докембрий Швеции. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Геология и петрология гранито-гнейсовой области юго-западной Карелии. Л., 1969.
- Грачев Ю. Н., Дехнич М. Я., Литвиненко И. В., Некрасова К. А., Сосновская А. В. Глубинные геофизические исследования на территории Балтийского щита. — В кн.: Геологические результаты прикладной геохимии и геофизики. М., 1960.
- Дедеев В. А., Берковский А. Н. Методика и принципы тектонического районирования фундамента. — В кн.: Тектоника севера Русской плиты. Л., 1969.
- Дедеев В. А., Запольнов А. К., Кратц К. О., Лукашов А. Д., Сафронов П. Н. Сравнительная тектоника Мезенской и Печерской синеклиз. Л., 1969.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., 1967.
- Дортман Н. Б., Магид М. Ш. Методика петрофизических работ при геологических исследованиях. — В кн.: Петрография докембрия Русской платформы. Киев, 1970.
- Елисеева И. С., Богомазова Т. А. Опыт изучения глубинного строения земной коры по данным гравиметрии. — Разв. геофиз., 1971, вып. 47.
- Зандер В. И., Томашунас Ю. И., Берковский А. Н., Суворова Л. В., Дедеев В. А., Кратц К. О. Геологическое строение фундамента Русской плиты. Л., 1967.
- Клушин И. Г., Шустова Л. Е. Некоторые вопросы методики интерпретации региональной гравиметрической съемки с целью изучения элементов глубинной структуры северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — Прикл. геофиз., 1965, № 41.
- Кратц К. О., Герлинг Э. К., Лобач-Жученко С. Б. Геохронология докембрия Балтийского щита. — МГК, XXIII сессия, пробл. 4, М., 1968.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б. Изотопная геохронология и глубинное строение земной коры. — Геотектоника, 1970, № 2.
- Кратц К. О., Лобач-Жученко С. Б., Чекулаев В. П. Гранитообразование в раннем докембрии Балтийского щита (геохимический аспект). — Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 5.
- Кратц К. О., Магнуссон Н., Симонен А., Хольтедаль О. Балтийский щит. — В кн.: Тектоника Европы. М., 1964.
- Лаврова М. А. Четвертичная геология Кольского полуострова. М., 1960.
- Литвиненко И. В. О некоторых результатах изучения глубинных разрезов различных структурно-фациальных зон Кольского полуострова и Карелии. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968а.
- Литвиненко И. В. Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского полуострова и южной части Баренцева моря. Там же, 1968б.
- Литвиненко И. В., Анкудинов С. А., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А. Глубинный разрез Кейвской синклипторной зоны. Там же, 1968.
- Литвиненко И. В., Платоненкова Л. Н., Сипарова Ю. А., Анкудинов С. А. Глубинный разрез Имандра-Варзугской синклипторной зоны. Там же.
- Литвиненко И. В., Некрасова К. А. Дифференциация кристаллических пород по упругим свойствам на примере Северной Карелии. — Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Малышев Ю. Ф. Магнитное поле Алданского архея. — Геол. и геофиз., 1969, № 9.

- Международная тектоническая карта Европы. Составлена под руководством Н. С. Шатского, Г. Штилле, А. А. Богданова и др. М., 1964.
- Мещеряков Ю. А. Молодые тектонические движения и эрозивно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М., 1961.
- Николаев Н. И. Поздний этап неотектонических движений Скандинавии, Карелии и Кольского полуострова. — ДАН СССР, сер. геол., 1966, т. 167, № 6.
- Никонов А. А., Панасенко Г. Д. О связи новейшей и современной тектоники и сейсмичности северо-востока Фенноскандии. — В кн.: Современные движения земной коры. М., 1963.
- Панасенко Г. Д. Сейсмические особенности северо-востока Балтийского щита. Л., 1969.
- Пенттила Э. Строение земной коры в Финляндии по данным о скоростях распространения сейсмических волн. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 5.
- Пискарев А. Л. Магнитные параметры метаморфических пород Анабарского массива и их связь с условиями метаморфизма. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л., 1968.
- Полканов А. А., Герлинг Э. К. Геохронология и геологическая эволюция Балтийского щита и его складчатого обрамления. — В кн.: Вопросы геохронологии и геологии. М.—Л., 1961.
- Поротова Г. А., Велоглазова О. С., Цирульникова М. Я. Применение геофизических методов при крупномасштабном геологическом картировании закрытых площадей Балтийского щита. — В кн.: Геологические исследования при геологическом картировании. Алма-Ата, 1968.
- Поротова Г. А., Сипакова М. С. О геологической интерпретации глубинных магнитных аномалий Кольского полуострова. — Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Сажина Н. Б. Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. — Сов. геол., 1962, № 8.
- Соллогуб В. Б., Чекунов А. В., Павленков Н. И. Строение и эволюция земной коры Украины и сопредельных регионов. — Сов. геол., 1970, № 5.
- Суворова Л. В., Берковский А. Н. Атлас магнитных аномалий. М., 1966.
- Триггвасон Е. Строение земной коры Фенноскандии по фазовым скоростям волн Релея. — В кн.: Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам. М., 1965.
- Тяпкин К. Ф. Палетка для вычисления аномалий, обусловленных вертикальными цилиндрическими телами произвольного сечения. — Геофиз. разведка, вып. 4, 1961.
- Фотиади Э. Э. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. — Тр. ВНИИГеофизика, вып. IV, 1958.
- Харитонов Л. Я. Структура и стратиграфия карелид восточной части Балтийского щита. М., 1966.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. I. М., 1957.
- Хольтедаль У. Геология Норвегии. Т. II. М., 1958.
- Цирульникова М. Я., Шустова Л. Е., Поротова Г. А. О глубинном строении Печенгской структурной зоны по геофизическим данным. — Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Цирульникова М. Я., Сокол Р. С. Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Цирульникова М. Я., Чечель Э. К., Шустова Л. Е., Сокол Р. С. Глубинное строение земной коры в восточной части Балтийского

- дита. Там же, 1968.
- Шаблинский Г. И. Метод отраженных волн при исследовании глубинного строения щелочных массивов Кольского полуострова. — Зап. ЛГИ, 1963, т. XLVI, вып. 2.
- Шечков Б. Н. Групповые скорости поверхностных волн на Евразийских трассах. — Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 8.
- Шуркин К. А. Главные черты геологического строения и развития восточной части Балтийского щита. — В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., 1968.
- Шустова Л. Е. Глубинное строение Балтийского щита по данным геофизических исследований. — Сов. геол., 1966, № 5.
- Шустова Л. Е. Ботническо-Кандалакшская зона глубинного прогиба земной коры в центральной части Балтийского щита. — ДАН СССР, 1963а, т. 148, № 2.
- Шустова Л. Е. Плотность горных пород северо-восточной части Балтийского кристаллического щита. — Геофиз. разведка, 1963б, вып. 13.
- Эскола П. Докембрий Финляндии. — В кн.: Докембрий Скандинавии. М., 1967.
- Andreas V. Über die Ausdehnung basischer Gesteinskomplexe bei Almänge und Penningby auf Grund geophysikalischer Untersuchungen. — Bull. Geol. Inst. Univ. Uppsala, 1965, v. 17, № 7—9.
- Båth M. Seismicity of Fennoscandia and related problems. Gerlands Beiträge zur Geophysik. Bd. 63, Hf. 3, 1953.
- Båth M. An earthquake catalogue for Fennoscandia for the years 1891—1950. — Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C. N. 545, 1956.
- Bertelsen A. Geologic and structural studies around two geophysical anomalies in Troms, Northern Norway. — Norges Geologiske Undersøkelse, 1967, N 247, Oslo.
- Birch F. Elasticity and constitution of the Earth's interior. — Journ. Geophys. Res., 1952, vol. 57, N 2.
- Bubnoff S. Fenno Sarmatia. Berlin, 1952.
- Brooks M. Regional gravity anomalies attributable to basic intrusions in orogenic belts. Geophys. Journ. — Roy. astr. Soc., 1966, vol. 12, N 1.
- Brooks M. A gravity survey of coastal areas of West Finmark, Northern Norway. — Quart. Journ. Geol. Soc., 1970, vol. 125, N 498.
- Collette B. L., Lagary R. A. Sismic investigations in the North Sea. — Geophys Journ. Roy. Astr. Soc., 1967, vol. 12, N 4.
- Crustal structure investigations in the North Sea and adjoining countries. — Quatern. Journ. Roy. Astron. Soc. 1966, vol. 7, N 3.
- Eleman F., Borg K. The aeromagnetic survey of Denmark, Finland, Norway, Sweden, 1965. Stockholm, 1969.
- Garland G. D. Interpretations of gravimetric and magnetic anomalies on traverses in the Canadian Shield in Northern Ontario. — Publ. Observ. Dom. Ottawa, 1950, vol. 16, N 1.
- Gutenberg B. Changes in sea level, post-glacial uplift and mobility of the earth's interior. — Bull. Geol. Soc. Am., 1941, vol. 52.
- Heiskanen V. A., Vening-Meinesz F. A. The earth and its gravity field. N. Y., 1958.
- Hirschleber H., Hjelme J., Sellevoll M. Refraction profile through Northern Jutland. Kopenhagen, 1966.
- Hiersemann L. Rezente vertikale erdkrusten bewegungen in Europa. — Tectonophysics, 1967, vol. 4, N 3.
- Hirvonen R. A. Katalog der Fennischen Schwerstationen. Helsinki, 1937.
- Honkasalo T. Gravity survey of Finland in the years 1945—1960. Helsinki, 1962.
- Innes M. J. S. A new gravity anomaly map of Canada: an aid to mineral exploration. — In: Mining and Groundwater Geophysics. Ottawa, 1967.
- Kaariainen E. On the recent uplift of the earth's crust in Finland. — Fennia, 1953, 77, N 2.

- Kanasewich E. B. Deep crustal structure under the Plains and Rocky mountains. — *Can. Journ. Earth Sci.*, 1966, vol. 3, N 7.
- Kanestrøm R. Preliminary interpretation of a seismic refraction profile through south eastern Norway. — *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1970, vol. 50, N 3.
- Knopoff I. The upper mantle of the Earth. — *Science*, 1969, vol. 163, N 3873.
- Kouvo O., Tilton G. R. Mineral ages from Finnish Precambrian. — *Journ. Geol.*, 1966, vol. 74, N 4.
- Kvale A. Norwegian earthquakes in relation to tectonic. — *Arbok Univ. Bergen, Mat.-Naturv. ser. N 10*, 1960.
- Laitakari I. On the set of olivine diabase dikes in Häme, Finland. — *Bull. de la Commis. Geolog. Finlande*, 1969, N 241.
- Luosto U. Preliminary results of a seismic refraction study of the earth's crust in S. W. Finland. — *Geophysica*, 1967, N 4.
- Magnusson N. H. Precambrian history of Sweden. — *Quart. Journ. Geol. Soc. London*, 1965, vol. 121.
- Niskanen E. On the upheaval of land in Fennoscandia. — *Publ. of the Isost. Inst. of Intern. Ass. of Geodesy*, 1939, N 6.
- Norges Geografiske Oppmåling (Geophysical Survey of Norway). Oslo-Felded 1:250 000, Bouguer anomalies. Oslo. 1960.
- Pääkkönen V. Occurrence of Native Antimony at Seinäjoki. — *Bull. de la commission Geol. de Finlande*, 1966, N 225.
- Paarma H. On the tectonic structure of the Finnish basement especially in the light of Geophysical maps. — *Fennia*, 1963, N 360.
- Penttilä E. Maakuoren Rakenteesta Fennoskandian alueella Seismisten ja Gravimetristen Titkimusten Mukaan. — *Geologi*, 1971, N 4.
- Penttilä E. Report on the 1960 and 1961 explosion seismic investigations of the earth's crust in Finland. — *Geophysica*, 1963, vol. 7, N 4.
- Penttilä E., Nurma M. Determination of the thickness of the granitic layear in S—W Finland. — *Geophysica*, 1960, N 2.
- Pesonen U. Relative Bestimmungen der Schwerkraft in Finland in den Jahren 1926—1929. — *Veröffentl. Finn. Geodät. Inst.*, 1930, N 19.
- Porkka M. T. On the crustal structure of Northern Fennoscandia as determined from near earthquake data. — *Publications in seismology*, 1960, N 34.
- Puranen M., Räsänen V. Distribution function of the aeromagnetic anomaly values for a precambrian area in southern Finland. — *Geoexploration*, 1967, vol. 5, N 2.
- Ramachadre B. L., Lind G., Saxov S. Geophysical measurements in Jeløya. — *Norges Geologiske Undersøkles*, 1966, N 247.
- Ramberg I. B. Preliminary results of gravimetric investigations in the Fen. — *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 1964, Bd. 44, Hf. 3.
- Ramberg I. B., Englund J. O. The source rock of the Biskopas conglomerate at Favang and the Western margin of the Brøttum formation at Favang-Vinstra, Southern Norway. — *Norges Geologiske Undersøkelse*, 1969, N 258.
- Rudyard F. Berggrund och Malmer Svappavaara fältet Norra Sverige. — *Sveriges geologiska undersökning, ser. G.*, 1966, N 604.
- Sahlström E. A seismological map of northern Europe. — *Sveriges Geol. — Undersökning, Ser. C.*, 1930, N 365.
- Sauramo M. The mode of the land upheaval in Fennoscandia in late-quaternary time. — *Fennia* 66, 1939, N 2.
- Scott B. The nature of the «granitic» layes of the crust in the Southern Norwegian Precambrian. — *Norsk Geologisk Tibsskrift*, 1965, Bd. 45, Hf. 1.
- Sederholm C. Prequaternary rocks of Finland. Helsinki, 1930.
- Sellevoll M. Earthquakes in the Norwegian channel on the 7th and the 10th of July, 1954. — *Arbok, Univ. Bergen, Mat.-Naturv. ser.*, N 2, 1957.
- Sellevoll M., Penttilä E. Seismic refraction measurements of crustal

- structure in Northern Scandinavia. — *Arbok Univ. Bergen, Mat.-Naturv. ser.*, N 9, 1964.
- Sellevoll M., Pomeroy P. A travel time study for Fennoscandia. — *Arbok for Univ. Bergen, Mat. Naturv. ser.*, N 9, 1968.
- Smithson B. Granite studies. A gravity investigation of two precambrian granites in south Norway. — *Norges Geologiske Undersøkelse*, 1963, N 214.
- Smithson B., Ramberg I. Geophysical profile bearing on the origin of the Yotun Nappe in the Norwegian Caledonides. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 1970, vol. 81, N 5.
- Sørnes A., Sindre A. Lokal travel times of P and S for teleseisms at Bergen. — *Arbok for Univ. Bergen, Mat. Naturv. ser.*, N 9, 1963.
- Vesanen E., Porkka M., Nurmi M. 1960. On the seismicity of Finland. — *Geofizikai Közlemenyek*, v. IX, N 1—2.
- Weigel W., Hjelma J. A refraction profile through the Skagerrak from Northern Jutland to Southern Norway. — *Geodetisk institut, Meddelelse*, N 45, 1970.
- Welin E., Blomqvist G., Parwel A. Rb/Sr whole rock age data on some Swedish Precambrian rocks. — *Central Sweden GFF*, 88, N 524, 1966.
- Welin E., Lundqvist T. New Rb-Sr age data for the Sab—Jotnian volcanics (Dala porphyries) in the Los-Hamra region. — *Central Sweden GFF*, 92, N 340, 1970.
- Werner S. Determination of the magnetic susceptibility of ores and rocks from Swedish iron ore deposits. — *Sveriges geologiska undersökning, ser. C.*, N 427/1, 1945.
- Wideland B. Relative Schuere-messungen in Süd und Mittel Schweden im Jahre 1943—1944. — *Riketz-Allm. Kartverk, Meddelande*, 1946, N 6.
- Wideland B. Relative gravity measurements on middle and north Sweden, 1945—1948. — *Riketz-Allm. Kartverk, Meddelande*, 1951, N 14.
- Wideland B. Topographic-Isostatic Reduction of the Swedish Gravity Stations, Stockholm. — *Riketz-Allm. Kartverk., Meddelande*, N 23, 75, 1954.
- Woldstedt P. Das Eiszeitalter Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Bd. 2. Stuttgart, 1958.
- Woollard G. P. Crustal structure from gravity and seismic measurements. — *Journ. Geoph.*, 1959, vol. 64, N 10.
- Woollard G. P. Problems of the upper mantle and Hawaii as a site for the Moho Hole. — *Pacif Sci.*, vol. 19, N 3, 1965.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
Геолого-геофизическая изученность земной коры Балтийского щита	4
Региональные гравиметрические исследования	4
Региональные исследования магнитного поля	5
Региональные сейсмические исследования	7
Современные эпейрогенетические движения	12
Физические свойства горных пород Балтийского щита	14
Плотность	14
Магнитные свойства	20
Физические поля Балтийского щита	25
Гравитационное поле	25
Магнитное поле	27
Особенности методики интерпретации геолого-геофизических данных при изучении глубинного строения земной коры	30
Структура земной коры Балтийского щита	40
О роли изостазии в формировании структуры земной коры	51
Внутренняя структура и возраст блоков земной коры	54
Заключение	57
Литература	61

ЛИДИЯ ЕВСТИГНЕЕВНА ШУСТОВА,
ВЛАДИМИР АЛЕКСЕЕВИЧ ДЕДЕЕВ,
КАУКО ОТТОВИЧ КРАТЦ

ГЛУБИННАЯ СТРУКТУРА ЗЕМНОЙ КОРЫ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геохронологии докембрия
АН СССР*

Редактор издательства Т. П. Жукова
Технический редактор Г. А. Смирнова
Корректор М. А. Горилас

Сдано в набор 2/X 1972 г. Подписано к печати 8/II 1973 г.
Формат бумаги 60×90 ¹/₁₆. Бумага № 1. Печ. л. 4 ¹/₄ + 2 вкл.
(1 ¹/₄ печ. л.) = 5.50 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 5.94. Изд. № 5092.
Тип. зак. № 1400. М-07078. Тираж 650. Цена 59 коп.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164, Ленинград, Менделеевская линия, д. 1

1-я тип. издательства «Наука»
199034, Ленинград, 9 линия, д. 12

59 коп.

579

2



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ