

Е. Д. КОРЯКИН, П. А. СТРОЕВ, А. Н. ГРУШИНСКИЙ

ГРАВИМЕТРИЧЕСКАЯ И СЕЙСМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ГРЕНЛАНДИИ И ОКРУЖАЮЩИХ АКВАТОРИЙ. ПРЕДВАРИТЕЛЬНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ПОЛУЧЕННЫХ ДАННЫХ

Рассмотрена история геолого-геофизических исследований и дано описание изученности Гренландии и окружающих морей сейсмическими и гравиметрическими методами. Составлена карта глубин поверхности Мохоровичича (М) по сейсмическим и гравиметрическим данным. Глубины М осреднены по равноплощадным квадратам 100×100 км. По значениям глубин М сделан вывод о том, что земная кора в Гренландии континентального, в окружающих морях — океанического типов. На восточной и особенно на западной окраинах острова можно предположить наличие сильного сжатия поверхности М. Приводится каталог осредненных значений глубин Мохо, мощности и плотности отложений для Гренландии и окружающих морей.

Гренландия — самый большой остров в мире, принадлежит Дании. Его площадь равна 2 176 000 км² (в 10 раз меньше, чем Антарктида). Она омывается на западе проливами Девисовым и Смита, морем Баффина, бассейном Кейна и проливами Кеннеди, Нарес и Робсона; на севере — морями Северного Ледовитого океана, Линкольна и Ванделя; на востоке — Гренландским морем, мелководным Датским проливом, отделяющим Гренландию от Исландии; на юге — Лабрадорским морем и Атлантическим океаном.

Остров протянулся с юга на север более чем на 2500 км, наибольшая его ширина с запада на восток около 1200 км. Более 3/4 площади острова занята ледником, покрывающим внутреннюю часть и выходящим во многих местах на побережье.

Геологическая карта Восточной Гренландии показывает, что здесь преобладают восточно-гренландские каледониды, подобные горным породам Скандинавии. К западу от 28—30° з.д. они преимущественно закрыты льдом и недоступны большинству геофизических исследований. Только полоса около 300 км шириной доступна летом для исследований по научным программам. И лишь длинные фиорды восточно-западного простирания (такие, как фиорды Скорсби и Кинг-Оскарс) могут быть использованы для геофизических работ [11]. В Западной Гренландии, представляющей собой зону перехода к каледонидам, преобладают архейские отложения.

Исследование Гренландии началось в XIX в. В 1817—1822 гг. англичане (отец и сын Скорсби) исследовали восточный берег Гренландии, между 70 и 75° с.ш. В 1929—1931 гг. наиболее ценный материал по климатологии и гляциологии Гренландии собрал А. Вегенер. Он организовал зимовочную станцию Айсмитте, на которой сам зимовал. Станция имеет координаты 70° 54' с.ш. и 40° 42' з.д., высота 3147 м.

В 1937 г. советская дрейфующая станция «Северный полюс-1» под руководством И.Д. Папанина на 30 миль приблизилась к северо-восточному мысу Гренландии, затем продолжила дрейф вдоль восточных берегов до ≈ 70° с.ш. Участник экспеди-

ции Е.К. Федоров проводил на станции магнитные, астрономические и гравиметрические наблюдения (с помощью четырехмятникового прибора с визуальной системой отсчетов) [4].

Ниже приводится табл. 1 советских и зарубежных дрейфующих станций, дрейф которых в завершающих стадиях проходил в Гренландском море.

Таблица 1

Советские и зарубежные дрейфующие станции, дрейф которых проходил в Гренландском море (по [2])

Станция	Координаты		Годы работ
	начало дрейфа	конец дрейфа	
СП-1	89°25' с.ш., 76°40' з.д.	70°40' с.ш., 19°11' з.д.	1937—1938
СП-3	85 58 178 00	86 00 24 00	1954—1955
СП-4	75 48 178 25	85 52 00 00	1954—1957
СП-7	82 06 164 11	85 14 33 03	1957—1959
СП-13	73 95 177 00	87 54 3 32	1964—1967
СП-15	78 49 165 08 з.д.	85 45 10 30	1966—1968
СП-17	80 30 165 26 в.д.	86 49 25 20	1968—1969
СП-19	74 54 160 13 в.д.	83 08 16 17	1972—1973
СП-23	74 03 179 58 з.д.	87 39 22 30	1975—1978
Арлис-II	73 10 156 05	72 20 16 30	1961—1965
Фрам-I	84 24 6 08	83 19 7 03	1979
Фрам-II	86 05 21 07 з.д.	85 40 22 05 з.д.	1980
Фрам-III	83 27 21 45 в.д.	81 45 20 48 в.д.	1981
Фрам-IV	83 51 23 15 в.д.	83 15 12 40 в.д.	1982

На всех советских станциях проводились сейсмические наблюдения методом отраженных волн, к сожалению, не достигавших глубины кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича.

В 1945—1948 гг. на северо-востоке Гренландии работали датские геологические экспедиции, в 1948—1950 гг. в центральной части острова работала экспедиция, возглавляемая французскими учеными.

Сейсмические исследования представлены в виде ряда профилей, расположенных в окружающих Гренландию морях, на шельфе и континентальном склоне Гренландии, некоторые из них изредка выходят на сушу. Сюда входят широкоугольные сейсмические работы [14, 15, 23], проводившиеся в районе изучения юго-восточной окраины Гренландии, в районе исследования структур ар-

хейской коры; работы методом преломленных волн в Лабрадорском море, море Баффина, Юго-Западной Гренландии [16, 19], в которых даны мощности коры и отложений (до фундамента); данные донных океанических станций в Лабрадорском море [5, 8]; исследования методом отраженных волн, включающие изучения архейско-каледонской коры в местах, окружающих Гренландию с юго-запада [6, 7, 11], а также спрединговый центр хребта Мона [13] и другие работы в Арктике [9, 10, 33]. Эти исследования дают возможность изучить мощность и строение земной коры в исследуемых регионах. По данным выше упомянутых исследований нами составлен каталог сейсмических пунктов вокруг Гренландии, насчитывающий более 200 точек.

В Гренландии проводились и гравиметрические исследования. Геодезическая группа Копенгагенского университета (ГГКУ) в 1950 г. приступила к съемкам в Юго-Западной Гренландии с помощью гравиметра Фроста, который удовлетворял всем требованиям, предъявляемым к таким работам. Он имел небольшой и постоянный дрейф нуля даже при сложных условиях транспортировки (приходилось с гравиметром плавать на лодках и носить его на спине). Калибровка и оценка величины дрейфа нуля гравиметра осуществлялись по пунктам с маятниковыми определениями силы тяжести.

Плавание до Гренландии и обратно при этих работах проходили на НИС «Умарак» и НИС «Дроннинг Александрине». На самом острове в распоряжении экспедиции было судно «Андреа», которое могло плавать в море во время мороза, тумана, среди дрейфующих льдов. В измерениях 1950—1952 гг. в Юго-Западной Гренландии определено 189 сухопутных пунктов с отсчетной точностью $\pm 0,27$ мГал [21].

В 1953—1957 гг. ГГКУ выполнила еще одну съемку в Западной Гренландии с гравиметрами Урдена и Фроста. Отсчетная точность измерений была равна 0,27 мГал. Плотность промежуточного слоя при расчетах аномалий Буге выбиралась различной: для глинистых гнейсов 2,67—2,78 г/см³, для базальтов 2,94, для древних гранитов 2,78, для молодых гранитов 2,6. Всего за время съемки выполнено 430 пунктов в пределах 66—69° с.ш. [28].

Третья группа, проводившая измерения силы тяжести в Западной Гренландии (1953—1955 гг.), произвела наблюдения в сегменте 69—78° с.ш. Измерения выполнялись с гравиметром Фроста. Координаты пунктов определялись различными методами: они снимались с карт или вычислялись с помощью счисления от пунктов с известными координатами. Высоты пунктов вычислены от среднего уровня моря. При вычислении гравиметрических данных учитывалось влияние Солнца, Луны, океанских приливов и отливов. Теоретическое значение силы тяжести γ_0 всюду выбрано в соответствии с международной формулой силы тяжести Кассиниса (1930 г.). Всего в 1953—1955 гг. выполнено 89 пунктов [31].

Почти в то же время начались гравиметрические измерения на море близ берегов Гренландии. К сожалению, нам не удалось найти гравиметрические наблюдения Е.К. Федорова. В 1961 г. советская экспедиция на НИС «Академик Курчатов» (10

рейс) во время испытательных работ с гравиметром АНГ, установленным на гироплатформе, провела измерения силы тяжести в Гренландском море и в районе о-ва Ян-Майен. Точность измерений зависела в основном от волнения моря. При волнении до 4 баллов она составила 5 мГал, при 6 баллах — 10 мГал [1]. Контрольные маятниковые определения проводились в портах Исландии: Рейкьявик и Акурейри.

В 1963—1965 гг. проходили гравиметрические измерения силы тяжести на полярной дрейфующей станции Alvis-II [26, 27]. Был использован гравиметр ЛаКоста-Ромберг G-26, отсчетная точность которого равна $\pm 0,2$ мГал. Контрольные маятниковые наблюдения выполнялись в начале и конце каждого профиля. Точность аномалий силы тяжести получена равной ± 2 мГал. Одновременно с гравиметрическими работами проводились сейсмические исследования методом отраженных волн, которые определили лишь мощность верхней части отложений, сейсмические волны не достигали кристаллического фундамента.

По гравиметрическим аномалиям, используя сейсмические данные как опорные, можно вычислить глубину поверхности М. Применяя известную формулу притяжения плоско-параллельного слоя, можно получить искомую глубину:

$$M = M_0 + \frac{\Delta g - \Delta g_0}{k},$$

где $k = 2\pi/\Delta\sigma$; M_0 — глубина М по сейсмическим данным на опорном пункте; Δg и Δg_0 — аномалии Буге на определяемом и опорном пунктах. Для моря $\Delta\sigma = 3,3 - 2,67 = 0,63$ г/см³ (плотность мантии минус средняя плотность земной коры). Для суши в пунктах, где определена плотность промежуточного слоя, $\Delta\sigma$ имела значения от 0,44 до 0,70 г/см³. Общий каталог осредненной поверхности М представлен в табл. 2. Осреднение проводилось по равноплощадным квадратам 100×100 км, точность определения М составляет ± 1 км.

Номера квадратов определялись следующим образом. Полигон разделен на 4 сектора: на северо-западе номера квадратов будут иметь знаки +(-); на северо-востоке +(+); на юго-западе -(-); на юго-востоке -(+). Первый знак означает широту, второй — долготу пункта. В центре полигона квадрат +1(+1) начинается с 71° с.ш. и 42,5—45° з.д., кончается 72° с.ш. и 42,5—45° з.д.; квадрат -1(-1) начинается с 70° с.ш. и 45—47° з.д., кончается на 71° с.ш. и 45—47° з.д. В каталог включены также значения $M_{ос}$ и плотности σ осадочного слоя. Сейсмические и гравиметрические пункты выделяются символами «С» и «Г». Там, где $M_{ос}$ и σ не определены, поставлен прочерк.

На основании общего каталога нами составлена карта глубин поверхности М для Гренландии и окружающих морей (рисунок).

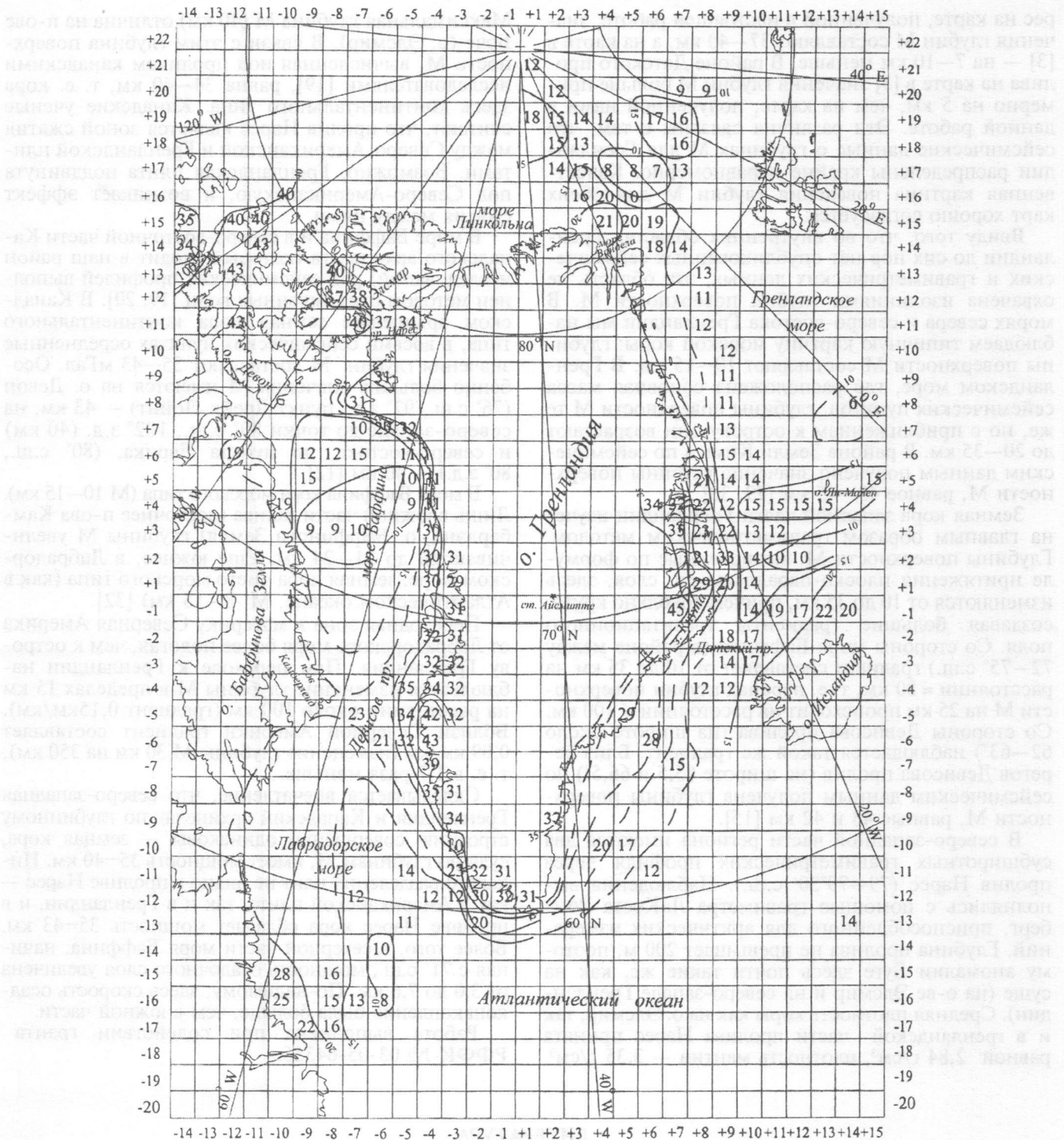
Следует заметить, что в [3] нами также построена карта М для Гренландии. Эта карта была составлена аналогично по гравиметрическим и сейсмическим данным, но с использованием уравнений регрессии «глубины М — аномалии Буге» и «глубины М — приведенный рельеф». В качестве исходных были взяты спутниковые данные о гравитацион-

Каталог средних значений M , M_{oc} и σ_{oc} для Гренландии и окружающих морей

Номер	Квадрат	Количество осредненных пунктов	M , км	M_{oc} , км	σ_{oc}	Метод определения M
1	+21 - (+ 1)	3	11,5	2,2	2,20	С
2	+20 - (+ 2)	2	11,5	2,2	2,20	С
3	+20 - (+ 7)	2	8,8	2,5	2,30	С
4	+20 - (+ 8)	1	9,0	2,5	2,30	С
5	+19 - (+ 1)	1	18,0	4,0	(1,64)	С
6	+19 - (+ 2)	2	14,8	1,9	2,00	С
7	+19 - (+ 3)	1	14,5	2,0	2,20	С
8	+19 - (+ 4)	1	14,0	1,0	2,20	С
9	+19 - (+ 6)	1	17,0	1,6	1,50	С
10	+19 - (+ 7)	2	16,0	1,5	1,50	С
11	+18 - (+ 2)	5	15,0	1,6	1,64	С
12	+18 - (+ 3)	1	13,0	0,1	1,60	С
13	+18 - (+ 7)	2	16,5	1,5	1,60	С
14	+17 - (+ 2)	4	14,5	1,7	(1,78)	С
15	+17 - (+ 3)	3	15,0	0,0	0,00	С
16	+17 - (+ 4)	3	7,5	0,6	2,05	С
17	+17 - (+ 5)	4	7,9	0,0	0,00	С
18	+17 - (+ 6)	1	7,0	2,2	2,05	С
19	+17 - (+ 7)	3	12,7	1,6	2,05	С
20	+16 - (+ 5)	3	9,5	1,0	(2,47)	С
21	+16 - (+ 3)	1	16,2	—	—	Г
22	+16 - (+ 4)	1	19,8	—	—	Г
23	+16 - (-10)	1	40,0	2,5	—	С
24	+15 - (+ 4)	1	20,8	—	—	Г
25	+15 - (+ 5)	1	20,1	—	—	Г
26	+15 - (+ 6)	1	18,8	—	—	Г
27	+15 - (-11)	1	40,0	3,0	—	С
28	+15 - (-14)	1	35,0	5,0	—	С
29	+14 - (+ 6)	1	17,6	—	—	Г
30	+14 - (+ 7)	1	14,2	—	—	Г
31	+14 - (-11)	1	43,0	9,0	—	С
32	+14 - (-12)	1	39,0	5,5	(2,20)	С
33	+14 - (-14)	1	34,0	—	—	С
34	+13 - (+ 8)	1	13,0	—	—	Г
35	+13 - (- 8)	1	40,0	—	—	С
36	+13 - (-12)	3	43,0	2,5	—	С
37	+12 - (+ 8)	1	10,9	—	—	Г
38	+12 - (- 8)	6	37,0	0,0	0,00	Г
39	+12 - (- 7)	4	38,0	0,0	0,00	Г
40	+11 - (+ 8)	1	11,8	—	—	Г
41	+11 - (- 7)	12	40,0	0,0	0,00	Г
42	+11 - (- 6)	18	37,0	1,0	2,30	Г
43	+11 - (- 5)	12	37,0	1,0	2,30	Г
44	+11 - (-12)	1	43,0	5,0	2,30	С
45	+10 - (+ 9)	1	11,9	—	—	Г
46	+ 9 - (+ 9)	1	10,8	—	—	Г
47	+ 9 - (- 6)	1	31,1	—	—	Г
48	+ 8 - (+ 9)	1	10,9	—	—	Г
49	+ 8 - (+14)	3	6,2	0,1	2,47	Г
50	+ 8 - (- 7)	1	31,1	—	—	Г
51	+ 7 - (+ 9)	1	13,5	—	—	Г
52	+ 7 - (- 5)	1	31,6	—	—	Г
53	+ 7 - (- 6)	1	29,1	—	—	Г

Номер	Квадрат	Количество осредненных пунктов	M, км	M _{ос} , км	σ _{ос}	Метод определения M
54	+ 7 - (- 7)	1	10,2	—	—	Г
55	+ 6 - (+ 9)	1	14,6	—	—	Г
56	+ 6 - (+10)	1	14,0	—	—	Г
57	+ 6 - (-12)	3	19,0	2,6	(1,6)	Г
58	+ 6 - (- 9)	1	11,6	7,1	(2,34)	С
59	+ 6 - (- 8)	1	11,6	6,5	(2,34)	С
60	+ 6 - (- 7)	1	14,6	3,2	(2,10)	С
61	+ 6 - (- 5)	1	10,7	—	—	Г
62	+ 5 - (+ 9)	1	14,4	—	—	Г
63	+ 5 - (+10)	1	14,4	—	—	Г
64	+ 5 - (+14)	1	15,0	0,2	2,2	С
65	+ 5 - (+ 8)	3	21,0	4,5	2,46	Г
66	+ 5 - (- 9)	1	14,6	2,8	(2,10)	С
67	+ 5 - (- 4)	1	31,1	—	—	Г
68	+5 - (- 5)	1	10,1	—	—	Г
69	+ 4 - (+ 6)	3	34,5	3,6	2,61	С
70	+ 4 - (+ 7)	11	31,5	5,8	2,60	С
71	+ 4 - (+ 8)	3	22,0	4,5	2,8	С
72	+ 4 - (+ 9)	1	12,5	—	—	С
73	+ 4 - (+10)	2	15,0	0,0	0,00	С
74	+ 4 - (+11)	3	15,3	1,5	2,2	С
75	+ 4 - (+12)	2	15,2	2,2	2,2	С
76	+ 4 - (+13)	2	15,1	0,4	2,2	С
77	+ 4 - (-10)	1	19,0	5,2	(2,5)	С,Г
78	+ 4 - (- 4)	1	30,9	—	—	Г
79	+ 4 - (- 5)	1	9,1	—	—	Г
80	+ 3 - (+ 7)	1	35,0	4,0	2,69	С
81	+ 3 - (+ 8)	2	22,8	10,8	2,29	С
82	+ 3 - (+ 9)	4	22,1	4,6	2,38	С
83	+ 3 - (+10)	1	13,1	3,0	2,38	С
84	+ 3 - (+11)	1	12,0	4,0	2,46	С
85	+ 3 - (- 9)	2	9,0	3,7	2,22	С
86	+ 3 - (- 8)	2	8,9	3,5	2,22	С
87	+ 3 - (- 7)	1	10,3	4,5	2,23	С,Г
88	+ 3 - (- 4)	1	30,5	—	—	Г
89	+ 2 - (+ 8)	1	21,0	5,4	2,32	С
90	+ 2 - (+ 9)	1	32,5	2,8	2,10	С
91	+ 2 - (+10)	1	13,7	2,8	2,3	С
92	+ 2 - (+11)	1	10,5	1,0	2,39	С
93	+ 2 - (+12)	1	10,3	1,1	2,43	С
94	+ 2 - (- 4)	1	29,8	—	—	Г
95	+ 2 - (- 3)	1	31,0	—	—	Г
96	+ 1 - (+ 8)	4	29,4	1,8	2,20	С
97	+ 1 - (+ 9)	2	19,5	5,0	2,46	С
98	+ 1 - (+10)	1	13,8	—	—	Г
99	+ 1 - (- 3)	1	29,0	—	—	Г
100	+ 1 - (- 4)	1	30,4	—	—	Г
101	- 1 - (+ 7)	2	44,8	4,5	—	С
102	- 1 - (+10)	1	14,0	0,2	2,2	С
103	- 1 - (+11)	1	19,0	0,1	2,2	С
104	- 1 - (+12)	2	17,0	0,2	2,2	С
105	- 1 - (+13)	2	22,0	0,2	2,2	С
106	- 1 - (+14)	2	20,0	0,5	2,2	С
107	- 1 - (- 3)	1	31,0	—	—	Г
108	- 2 - (+ 9)	1	18,3	0,9	2,2	С

Номер	Квадрат	Количество осредненных пунктов	М, км	М _{ос} , км	σ _{ос}	Метод определения М
109	- 2 - (+10)	1	16,8	0,1	2,2	С
110	- 2 - (- 4)	2	32,0	—	—	Г
111	- 2 - (- 3)	1	31,0	—	—	Г
112	- 3 - (+ 9)	1	14,0	—	—	Г
113	- 3 - (+10)	1	17,0	0,3	—	Г
114	- 3 - (- 4)	1	32,0	—	—	Г
115	- 3 - (- 3)	1	31,7	—	—	Г
116	- 4 - (+ 9)	1	12,5	—	—	Г
117	- 4 - (+ 8)	1	12,2	—	—	Г
118	- 4 - (- 5)	1	35,0	—	—	Г
119	- 4 - (- 4)	1	34,0	—	—	Г
120	- 4 - (- 3)	1	32,0	—	—	Г
121	- 5 - (+ 5)	1	29,1	—	—	С
122	- 5 - (- 3)	1	31,8	—	—	Г
123	- 5 - (- 4)	2	42,0	5,0	—	С
124	- 5 - (- 5)	1	33,7	—	—	Г
125	- 5 - (- 7)	1	23,1	1,6	(2,01)	С
126	- 6 - (+ 6)	2	28,5	2,0	—	С
127	- 6 - (- 5)	1	31,7	—	—	Г
128	- 6 - (- 6)	1	21,2	1,1	(2,01)	С
129	- 6 - (- 4)	1	43,0	—	—	Г
130	- 7 - (- 4)	2	39,0	5,0	—	С
131	- 7 - (+ 7)	1	15,0	1,0	—	Г
132	- 8 - (- 3)	1	30,8	—	—	Г
133	- 8 - (- 4)	2	35,0	0,1	—	С
134	- 9 - (+ 2)	1	37,0	1,2	(2,03)	С
135	- 9 - (+ 3)	1	28,0	—	—	С
136	- 9 - (- 3)	1	33,5	—	—	Г
137	- 10 - (+ 4)	1	20,0	0,8	—	С
138	- 10 - (+ 5)	1	17,0	—	—	С
139	- 10 - (- 3)	1	8,9	—	—	С
140	- 11 - (+ 6)	1	12,0	0,8	2,03	С
141	- 11 - (- 1)	1	30,9	—	—	Г
142	- 11 - (- 2)	1	31,6	—	—	Г
143	- 11 - (- 3)	1	22,6	2,8	2,00	С
144	- 11 - (- 5)	1	13,5	2,3	2,05	С
145	- 12 - (+ 1)	1	30,8	—	—	Г
146	- 12 - (- 1)	1	31,8	—	—	Г
147	- 12 - (- 2)	2	30,0	—	—	Г
148	- 12 - (- 3)	2	12,4	2,5	—	С
149	- 12 - (- 4)	3	11,9	2,2	(1,95)	С
150	- 12 - (- 7)	6	12,5	2,0	2,20	С
151	- 13 - (+14)	5	14,5	2,2	1,94	С
152	- 13 - (- 2)	3	19,5	2,0	1,95	С
153	- 13 - (- 5)	4	11,0	7,0	1,88	С
154	- 14 - (- 6)	1	10,4	6,9	1,88	С
155	- 15 - (-10)	1	28,0	0,1	2,28	С
156	- 15 - (- 8)	1	15,5	3,0	2,22	С
157	- 16 - (-10)	1	25,0	1,9	2,22	С
158	- 16 - (- 8)	1	14,9	3,8	2,26	С
159	- 16 - (- 7)	4	13,2	2,2	2,16	С
160	- 16 - (- 6)	2	8,0	2,0	2,09	С
161	- 17 - (- 9)	5	21,8	3,5	2,34	С
162	- 17 - (- 8)	1	15,5	3,0	2,22	С



Карта глубин поверхности М для Гренландии и окружающих морей по сейсмическим и гравиметрическим данным; цифрами показаны глубины М, осредненные по равноплощадным квадратам 100×100 км; по краям карты — номера квадратов каталога; сечение изоглубин поверхности М 5 км; пунктирными линиями показаны предположительные изоглубины

ном поле. Рельеф, батиметрия и мощность ледового щита учитывались по модели JGP-95, построенной совместно NASA и DMA (США). Все данные осреднялись в квадратах 100×100 км. Коэффициент корреляции для аномалий Буге был равен 0,797, уравнение регрессии $M = 28,35 - 0,07 \Delta g_B$; коэффициент корреляции для приведенного рельефа 0,780, уравнение регрессии $M = 26,92 + 6,87 H$. Эта

карта в основном согласуется с картой, построенной нами по фактическим материалам, но несколько отличается от нее в деталях.

В районе моря Баффина и Девисова пролива на карте, составленной по фактическим данным, наблюдается существенно больший градиент, а на побережье Девисова пролива примерно на 5 км большие значения глубин М. В районе пролива На-

рес на карте, полученной в настоящей работе, значения глубин M составляют 37—40 км, а на карте в [3] — на 7—10 км меньше. В районе Датского пролива на карте в [3] значения глубин M больше примерно на 5 км, чем на карте, полученной нами в данной работе. Эти различия связаны с тем, что сейсмические данные о глубинах M для Гренландии распределены крайне неравномерно. Качественная картина поведения глубин M для обеих карт хорошо согласуется.

Ввиду того, что во внутренних областях Гренландии до сих пор нет опубликованных сейсмических и гравиметрических данных, эта область не охвачена изолиниями глубин поверхности M . В морях севера и северо-востока Гренландии мы наблюдаем типичную картину морской коры: глубины поверхности M составляют 10—15 км. В Гренландском море, где расположена основная масса сейсмических пунктов, глубины поверхности M те же, но с приближением к острову они возрастают до 20—35 км. В районе Земли Кнутса по сейсмическим данным получено значение глубины поверхности M , равное 43—45 км [29, 30].

Земная кора западной части Гренландии изучена главным образом гравиметрическим методом. Глубины поверхности M , вычисленные по формуле притяжения плоско-параллельного слоя, здесь изменяются от 10 до 35 км, причем довольно круто, создавая большие градиенты гравитационного поля. Со стороны моря Баффина (в районе между 72° — 75° с.ш.) градиент составляет от 10 до 35 км на расстоянии ≈ 80 км, т. е. перепад глубин поверхности M на 25 км происходит на расстоянии < 100 км. Со стороны Девисова пролива (на широте около 62° — 63°) наблюдается такой же градиент. Близ берегов Девисова пролив (на широте $65,5$ и $66,5^{\circ}$) по сейсмическим данным получены глубины поверхности M , равные 43 и 42 км [15].

В северо-западной части региона имеются два субширотных гравиметрических профиля через пролив Нарес (79° — $79^{\circ}30'$ с.ш.). Наблюдения выполнялись с помощью гравиметра ЛаКоста-Ромберг, приспособленного для арктических измерений. Глубина пролива не превышает 200 м, поэтому аномалии Буге здесь почти такие же, как на суше (на о-ве Элсмир и на северо-западе Гренландии). Средняя плотность коры как на о. Элсмир, так и в гренландской части пролива Нарес принята равной $2,84$ г/см³, плотность мантии — $3,35$ г/см³.

Максимальная глубина M (40 км) отлична на п-ове Боце (о. Элсмир). В связи с этим глубина поверхности M , вычисленная под проливом канадскими исследователями [19], равна 34—40 км, т. е. кора здесь континентального типа. Канадские ученые считают, что пролив Нарес является зоной сжатия между Северо-Американской и Гренландской плитами. Возможно, Гренландская плита подвинута под Северо-Американскую, и возникает эффект сжатия между ними.

В море Баффина и в северо-восточной части Канадского архипелага (который входит в наш район исследований) ряд сейсмических профилей выполнен методом преломленных волн [19, 20]. В Канадском архипелаге земная кора континентального типа, в восьми сейсмических пунктах осредненные значения глубин M составляют 35—43 мГал. Особенно большие значения M имеются на о. Девон (76° с.ш., 92° з.д., пункт Дрейк Пойнт) — 43 км, на северо-западе до точки 80° с.ш., 102° з.д. (40 км) и северо-востоке, до пункта Еврика, (80° с.ш., 80° з.д.) — 40 км [12].

В море Баффина кора морского типа (M 10—15 км). Лишь в южной части залива (восточнее п-ова Камберленд, о. Баффинова Земля) глубины M увеличиваются до 21—24 км. Еще южнее, в Лабрадорском море, земная кора чисто морского типа (как в Атлантическом океане, M 8—15 км) [32].

Переходная зона к материке Северная Америка от Лабрадорского моря более пологая, чем к острову Гренландия. При переходе к Гренландии наблюдается изменение глубины M в пределах 15 км на расстоянии около 100 км (градиент $0,15$ км/км). Вблизи Северной Америки градиент составляет $0,09$ км/км (изменение глубины M 30 км на 350 км), т. е. в 1,7 раза меньше.

Складывается впечатление, что северо-западная Гренландия и Канадский архипелаг по глубинному строению совершенно одинаковы — земная кора, судя по глубинам M , имеет мощность 35—40 км. Никакого разделения плит не видно в проливе Нарес — как в Американской плите, так и в Гренландии, и в проливе Нарес кора обладает мощностью 35—43 км. Более того, в северной части моря Баффина, начиная с 71° с.ш., мощность осадочного слоя увеличена от 3,0 до 7,6 км. По-видимому, здесь скорость осадконакопления была больше, чем в южной части.

Работа выполнена при содействии гранта РФФИ № 03-05-64356.

ЛИТЕРАТУРА

1. Гайнанов А.Г., Корякин Е.Д., Мелихов В.Р. Общие черты гравитационного поля // Исландия и Срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977. С. 89—101.
2. Киселев Ю.Г. Глубинное строение Арктического бассейна. М.: Недра, 1986, 224 с.
3. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. Мощность и некоторые черты строения земной коры Гренландии по сейсмическим и гравиметрическим данным // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. Материалы 31-й сессии международного семинара им. Д.Г.Успенского, Москва, 26-29 января 2004 г., М.: ОИФЗ РАН, 2004. С. 31—32.
4. Федоров Е.К. Полярные дневники. Л.: Гидрометеиздат, 1979. 312 с.
5. Barton A.J., White R.S. Crustal structure of Eroses Bank continental margin and mantle thermal anomalies beneath the North Atlantic // JGR. 1997. V. 102/ N B2. P. 3109—3129.
6. Chian D., Loudon K.E. The continent-ocean crustal transition across the south-west Greenland margin // JGR. 1994. V. 99. N B5. P. 9117—9135.
7. Chian D., Loudon K.E. The structure of Archean-Ketilidian crust along the continental shelf of southwestern Greenland from a seismic refraction profile // Can. J. Earth Sci. 1992. V. 29. N 2. P. 301—313.
8. Chian D., Loudon K.E., Reid I. Crustal structure of the Labrador Sea conjugate margin and implications for the formati-

- on of non-volcanic continental margin // JGR. 1995. V. 100. N B12. P. 24239–24253.
9. Duckworth G.L., Baggeroer A.B. Inversion of refraction data from the Fram and Nansen Basins in the Arctic Ocean // Tectonophysics. 1985. V. 92. N 1–4. P. 55–102.
 10. Duckworth G.L., Baggeroer A.B., Jackson H.R. Crustal structure measurements near Fram II in the Pole abyssal plain // Tectonophysics. 1982. V. 89. N 1–4. P. 175–215.
 11. Fechner N., Jokat W. Seismic refraction investigations on the crustal structure on the western Jameson Land Basin, East Greenland // JGR. 1996. V. 101. N B7. P. 15867–15881.
 12. Forsyth S.A., Mair J.A., Fraser I. Crustal structure of central Sverdrup Basin // Can. J. Earth Sci. 1979. V. 16. N 8. P. 1585–1591.
 13. Geli L., Rommevaux C. Ocean crust formation processes at very slow spreading centers: A model for Mohns Ridge near 72° N, based on magnetic, gravity, and seismic data // JGR. 1994. V. 99. N B2. P. 2995–3013.
 14. Gohl K., Smithson S. Structure of Archean crust and passive margin of Southwest Greenland from seismic wide-angle data // JGR. 1993. V. 98. N B4. P. 6623–6638.
 15. Guest W.S., Thomson C.L., Spenser C.P. Anisotropic reflection and transmission calculations with application to a seismic from the East Greenland shelf // JGR. 1993. V. 98. N B8. P. 14161–14184.
 16. Hinz K., Schlutter H.-Y., Grant A.C. et al. Geophysical transect of the Labrador to southwest Greenland // Tectonophysics. 1979. V. 59. N 104. P. 151–182.
 17. Hopper J.R., Dohl-Jensen I., Halbrook W.S. et al. Structure of the SE Greenland margin from seismic reflection and refraction data: Implication for nascent spreading center subsidence and asymmetric crustal accretion during North Atlantic opening // JGR. 2003. V. 108. N B5. FRM 15. P. 1–22.
 18. Jackson H.R., Koppen L. The Nares Strait gravity anomaly and its implications for crustal structure // Can. J. Earth Sci. 1985. V. 22. P. 1322–1328.
 19. Keen C.E., Barrett D.I. Seismic refraction studies in Baffin Bay: An example of a developing Ocean Basin // Geophys. J. R. astr. Soc. 1972. V. 30. N 3. P. 253–271.
 20. Keen C.E., Barrett D.I., Manchester K.S., Ross D.I. Geophysical studies in Baffin Bay and some tectonic implications // Can. J. Earth Sci. 1972. V. 9. N 3. P. 239–256.
 21. Kjelson E. Gravity measurements in western Greenland 1950–1952. København.: Geodætisk Institut, 1958 (Skrifter 3. Række bind XXVII). 72 p.
 22. Kodaira S., Mjeloda R., Gunarsson et al. Crustal structure of the Kolbeney Ridge, North Atlantic, obtained by use of ocean bottom seismography // JGR. 1997. V. 102. N B2. P. 3131–3151.
 23. Korenaga J., Holbrook W.S., Keut G.M. et al. Crustal structure of the southeast Greenland margin from joint refraction and seismic tomography // JGR. 2000. V. 105. N B9. P. 21591–21614.
 24. Kristoffersen Y. The Nansen Ridge, Arctic Ocean: some geophysical observations of the rift valley at slow spreading rate // Tectonophysics. 1982. V. 89. N 1–4. P. 175–215.
 25. Osler J.C., Loudon K.E. Extinct spreading center in the Labrador Sea: Crustal structure from a two-dimensional seismic refraction velocity model // JGR. 1995. V. 100. N B2. P. 2261–2277.
 26. Ostenson N.A. Geophysical studies in the Greenland Sea // Geol. Soc. Am. Bull. 1968. V. 71. N 1. P. 107–132.
 27. Ostenson N.A., World R.J. A seismic and gravity profiles across the Arctic Ocean basin // Tectonophysics. 1977. V. 37. N 1–4. P. 1–24.
 28. Saxov S. Gravity in western Greenland from 66° N to 69° N. København: Geodætisk Institut, 1958 (Skrifter 3, Række bind XXIX). 34 p.
 29. Schlindwein V., Jokat W. Post-collisional extension of the East Greenland Caledonides: a geophysical perspective // Geophys. J. Int. 2000. V. 140. P. 559–567.
 30. Schlindwein V., Jokat W. Structure and evolution of the continental crust of northern Greenland from integrated geophysical studies // JGR. 1999. V. 104. N B7. P. 15227–15245.
 31. Svejjgaard B. Gravity measurements in western Greenland 1953–1955. København.: Geodætisk Institut, 1959. (Skrifter 3, Række bind XXXII). 21 p.
 32. Weigel W., Fluher E.R., Miller H. et al. GROEKORT Study Group Investigations of the East Greenland continental margin between 70° and 72° N by deep seismic sounding and gravity studies // Mar. Geophys. Res. 1995. V. 17. P. 167–199.
 33. Weigel W., Jokat W. Peculiarities of roughness of oceanic crust in the Eurasian Basin, Arctic Ocean // Geophys. J. Int., 2001. V. 145. P. 505–516.

ГАИШ МГУ
ИФЗ РАН
Рецензент — Ю.И. Блох