

---

---

*Б. Н. Клубуков*

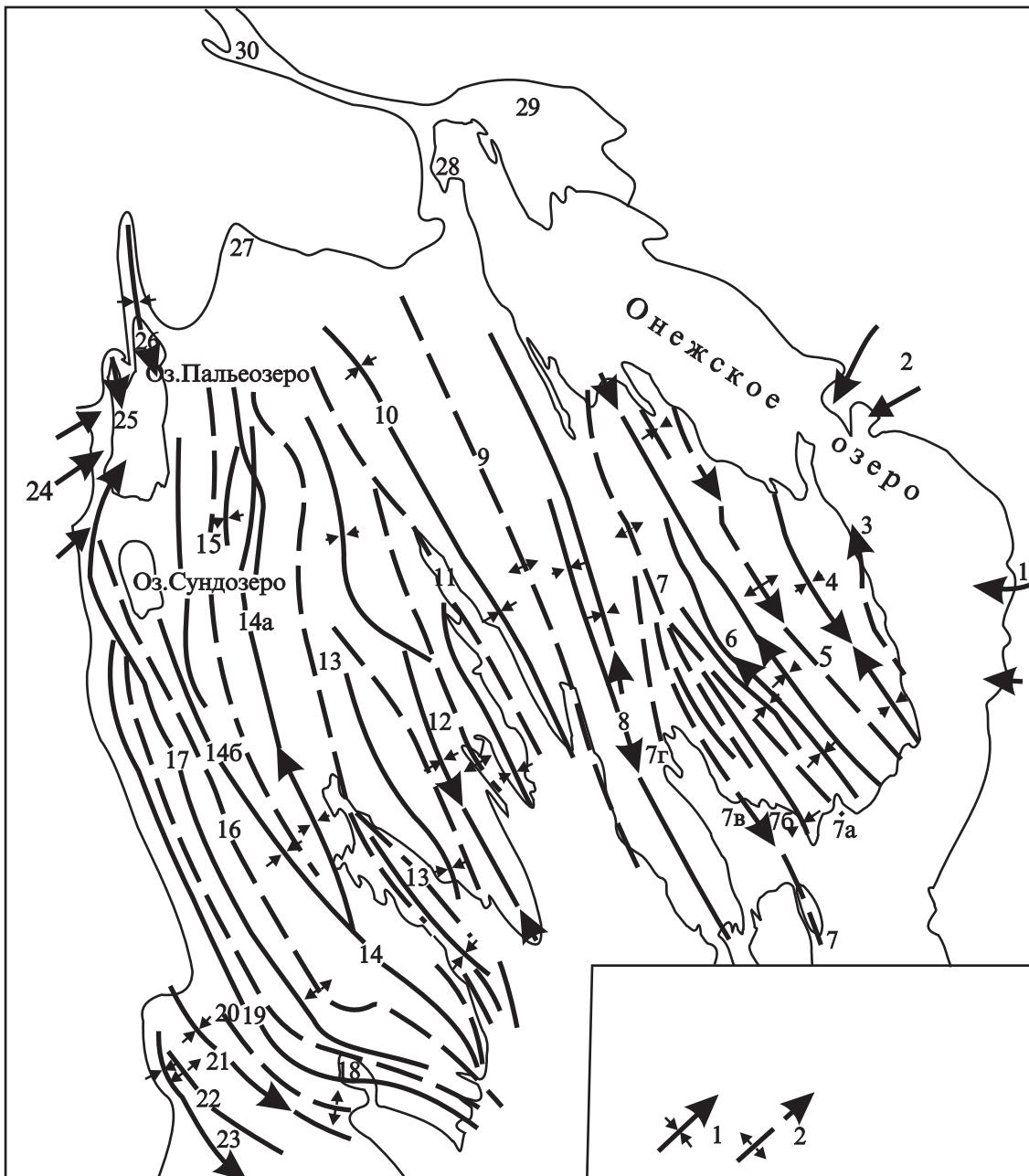
## **ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ПАРАМЕТРИЗАЦИЯ НЕКОТОРЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР ОНЕЖСКОГО СИНКЛИНОРИЯ**

Онежский синклиорий (мульда, прогиб) – стратотипическая область для шунгитоносных пород докембрия Фенноскандинавского (Балтийского) щита. Здесь они развиты в пределах людиковийского и калевийского горизонтов нижнего протерозоя Карелии. Основная масса углерода в виде шунгитового вещества (ШВ) заключена в осадочных образованиях верхней подсвиты заонежской свиты, где залегают собственно шунгитовые породы (ШП). Высокоуглеродистые ШП связаны с перераспределением первично-осадочного ШВ и существуют в виде особых построек – залежей ШП. В структурном плане мульда представлена системой субпараллельных синклинальных и антиклинальных складок (рис. 1). Складчатые структуры сложены вулканогенно-осадочными породами Карельского комплекса нижнего протерозоя. Рассматриваются в основном синклинали и антиклинали восточной половины Заонежского полуострова (структуры с 3 по 9 на рис. 1). Описание структур (Этапы тектонического развития..., 1973) проводится с востока на запад.

Вдоль восточного берега Онежского озера непосредственно на гранито-гнейсах залегают различные породы. Здесь развиты лишь небольшие по площади останцы покрова ятулийских отложений, образующих нижние горизонты восточного крыла структуры. Верхние высокие горизонты развиты на Заонежском полуострове, на восточном берегу которого располагается Кузарандская антиклиналь. К западу от нее прослеживается Толвуйская синклиналь, которая вытянута на 40 км при ширине до 12 км. Структура выполнена ШП заонежской свиты, чередующимися силлами габбро-долеритов. Содержание ШВ в ШП высокое. Далее к западу прослеживается складка Типиницы – Падмозерская. Ее длина более 70 км при ширине до 6 км. Эта складка распадается на три антиклинали, ядра которых сложены карбонатными породами. В наиболее южной – Тамбицкой антиклинали – ядро сложено породами верхнего и среднего ятулия, а крылья ШП с силлами габбро-долеритов. Западнее Типинице-Падмозерской антиклинали расположена Путкозерская синклинальная складка. Длина складки – 60 км, а ширина достигает 10 км.

Складка выполнена породами заонежской толщи с силлами габбро-долеритов, которые дополнительно смяты в серии кулисообразных складок. На западе Путкозерская синклиналь граничит со Святухинской (Хмельозерской) антиклиналью, которая в юго-восточном направлении расщепляется на Западно-Космозерскую, Великогубскую, Яндомозерскую, Нулицкую антиклинали. Еще западнее расположена Мягрозерская брахисинклиналь, которая вытянута в СЗ направлении почти на 100 км при максимальной ширине до 14 км. Крылья синклинали сложены породами заонежской толщи, а в ядрах залегают осадочно-вулканогенные породы суйсарской свиты. Синклиналь разделяет области с разным содержанием в ШП ШВ. К западу от Мягрозерской синклинали проходит узкая, нарушенная тектоническими разломами Уницкая антиклиналь. Длина ее более 50 км при ширине до 8 км.

По данным геофизических исследований этих объектов (Филиппов, Клубуков, 2000), установлена их контрастность в геофизических полях по отношению к вмещающей среде. Это связано с аномальным содержанием в залежах ШВ, обладающего высокой электропроводностью, пониженной плотностью и диамагнитностью. Известно, что шунгитовые залежи (ШЗ), как правило, концентрируются в синклинальных структурах, образуя целые семейства. В связи с последним синклинали и антиклинали Онежского синклиория будут по-разному проявляться в физических полях. Синклинальные структуры, скорее всего, должны фиксироваться отрицательными аномалиями магнитного и гравитационного полей. Существование линейных, отрицательных магнитных аномалий в восточной части Онежского синклиория установлено более ранними исследованиями (Строение земной коры..., 1983). Там же показано, что пониженными аномалиями гравитационного поля отмечаются антиклинальные структуры за счет приближения относительно легких пород основания к древней поверхности, синклинальные структуры отмечаются положительными аномалиями  $\Delta g$ . Таким образом, знак гравиметрической аномалии для областей накопления ШВ будет противоположным по отношению к магнитной аномалии. Исходя из этого, области распространения



**Рис. 1. Основные элементы тектонического строения Онежской структуры (построена по данным В. А. Соколова с использованием материалов СЗТГУ, Этапы..., 1973):**

1 – синклинали, 2 – антиклинали. Цифры на осях – складчатые структуры: синклинали: 1 – Пяльминская, 2 – Кочкомская, 4 – Толвуйская, 6 – Путкозерская, 8 – Мягрозерская, 10 – Викшозерская, 12 – Мяндусельго-Кулмукская, 14 – Сухозерская, 14а – Лижмозерская, 14б – Сундозерская, 17 – Укшозерская, 19 – Уросозерская, 20 – Соломенская, 21 – Чалнинская, 23 – Палдозерская, 24 – Койкарская, 25 – Салвиламбинская, 26 – Карташинская, 27 – Ялгамская, 28 – Пергубская, 29 – Лумбушская, 30 – Кумсинская; антиклинали: 3 – Кузарандская, 5 – Типинице-Падмозерская, 7 – Святухинская, 7а – Нулицкая, 7б – Яндомозерская, 7в – Великогубская, 7г – Западно-Космозерская, 9 – Уницкая, 11 – Лижемская, 13 – Кондопожская, 15 – Сунско-Кариостровская, 16 – Ялгубская, 18 – Сургубская, 22 – Вилгинско-Падозерская

складчатых структур можно охарактеризовать комплексным геофизическим параметром, в котором будет учитываться различная природа магнитных и гравитационных данных. В их качестве используются цифровые карты магнитного и гравитационного полей Онежской структуры в масштабе 1 : 200 000, сопоставляемые с геологической картой Заонежского полуострова масшта-

ба 1 : 50 000, составленной Н. В. Олиной и В. А. Подкопаевым в 1970 г. По результатам сравнения геофизических материалов с тектонической картой масштаба 1 : 200 000 было выявлено, что нормальный фон  $\Delta T_a$  в пределах развития пород суйсарской свиты понижен. Над породами заонежской свиты наблюдается противоположная картина (Клабуков, 1994). Этот факт может

Таблица 1

Распределение гравитационного ( $\Delta g$ ) и магнитного ( $\Delta T$ ) полей для образований докембрия Онежской структуры

Стратиграфическая привязка (свит)	В абсолютных единицах						В относительных единицах					
	$\bar{\chi}$	$\epsilon$	m	A	E	V	1	2	3	4	5	6
	Гравитационное поле											
Кондопожская												
Суйсарская	-0,6	2,7	9,5	1,5	0,1	7,1	0,5	0,6	0,7	0,9	1,8	2,2
Дайки габбро-долеритов	-5,7	1,7	6,2	0,2	-0,3	3,3	1,0	1,4	1,8	2,2	3,2	3,9
Заонежская	-5,8	1,9	6,8	1,8	1,4	3,8	1,0	1,4	1,6	2,4	3,6	4,2
Туломозерская	-5,8	0,7	2,0	-0,3	-0,5	0,5	1,0	1,8	2,6	3,1	4,2	5,3
	Магнитное поле											
Кондопожская	-0,1	1,0	3,9	0,2	0,2	0,9	1,0	2,0	2,9	3,4	4,4	5,4
Суйсарская	2,5	1,6	5,1	2,1	1,2	2,4	0,7	1,6	2,4	2,8	3,7	4,7
Дайки габбро-долеритов	3,6	2,7	9,6	3,8	1,9	8,6	0,5	1,3	1,9	2,2	3,2	3,9
Заонежская	4,6	2,8	9,6	4,0	1,4	9,8	0,4	1,1	1,7	2,0	2,8	3,6
Туломозерская	4,9	0,4	2,1	-5,9	11,0	0,1	0,4	1,4	2,4	2,5	2,8	3,5

Примечание.  $\bar{\chi}$  – среднее,  $\epsilon$  – стандарт; m – размах; A – асимметрия; E – эксцесс; V – вариация; 1 –  $A_x$ ; 2 –  $A_x + A_\epsilon$ ; 3 –  $A_x + A_\epsilon + A_m$ ; 4 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A$ ; 5 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A + A_E$ ; 6 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A + A_E + A_V$ .

объясняться следующими причинами: в региональных масштабах, когда сравниваются структуры более низкого порядка, чем залежи (например, синклинали), распределение магнитного поля в большей степени зависит не от количества ШВ, а от наличия и распределения в разрезе габбро-долеритов. Вторая причина может быть связана с точностью выделения геологических границ. Все это определило необходимость повторного анализа цифрового геофизического материала с результатами геологического картирования более крупных масштабов. Отметим также, что в данном случае мы имеем дело с объектами, которые, как правило, перекрыты отложениями непродуктивной толщи. Последняя иногда значительно уменьшает контрастность выделения таких структур за счет затухания в ней геофизических полей. Преодоление подобных затруднений возможно при использовании петрофизических свойств подстилающей среды (Ломакин, 2001). Эти свойства связаны с фоновой составляющей геофизических полей, причем утверждается, что она является источником дополнительной геологической информации. Непосредственно носители этой информации являются показателями изменчивости петрофизических свойств геологических сред, представленных их статистическими распределениями в пунктах наблюдений. Если наряду с интенсивностью проявления основного геофизического параметра использовать его статистическую изменчивость, то классификацию территории по петрофизической контрастности можно наполнить конкретным содержанием.

Рассмотрим пример, связанный с геофизической классификацией стратиграфических подразделений (свит) Онежского синклинория (табл. 1).

Можно видеть, что по средним интенсивностям гравитационного поля дифференциация свит весьма слабая, тогда как по суммарным числовым характеристикам она достигает предельной величины (позиции 3–6, табл. 1).

По магнитному полю разделение свит как по средним интенсивностям, так и по суммарным статистическим характеристикам одинаково и близко к предельной величине. Этот факт свидетельствует о петрофизической прозрачности перекрывающей среды для магнитного поля. Сред-

няя интенсивность магнитного поля, характеризующая разрез Онежской мульды, растет сверху вниз (см.  $\bar{\chi}$  в табл. 1), и это создает проблему поиска источника поля. Так как средняя величина интенсивности магнитного поля над габбро-долеритами меньше, чем над осадочными породами заонежской и тем более туломозерской свит, возникает вопрос: могут ли заонежские магматиты служить единственным источником такого распределения магнитного поля по глубине?

Ранее было сделано предположение, основанное на петрофизических исследованиях (Кищенко, 1991), об отсутствии в разрезе заонежской свиты источников повышенного магнитного поля. Предполагалось, что они могут быть в нижних частях разреза Онежской структуры (Клабуков, 1994). В связи с тем что породы доятулийского основания представлены преимущественно кислыми разновидностями, источник должен находиться между гранитным основанием и породами заонежской свиты. Наиболее интенсивные магнитные аномалии (до 1000 нТл) приурочены к некоторым антиклиналям (например, Великогубской) и связаны, по-видимому, с сильномагнитными габбро-долеритами, магнитная восприимчивость которых достигает  $(3-4) \cdot 10^2$  СИ. По мнению Т. С. Игнатьевой и Н. М. Бугрова (1974), эти породы могут представлять собой кулисообразно расположенные дайковые тела субвертикального падения. Возможно, эти габбро-долериты заполняют тектонические зоны в местах переходов антиклинальных структур в синклинальные. Рассматривая данные тела в качестве источника намагниченности, трудно представить, что они смогли бы обеспечить повышение  $\Delta T_a$  на всей закартированной площади пород заонежской свиты, в связи с особенностями формы их залегания. Вероятным источником повышения магнитного поля над областями, пространственно совпадающими с выходом на уровень эрозионного среза пород заонежской свиты, следует считать также присутствие нижнеятулийских вулканитов, магнитная восприимчивость которых превышает  $1000 \cdot 10^{-5}$  СИ. Присутствие таких пород в виде покровов в ятулийской части разреза Онежского синклинория вполне могло бы обеспечить существующую, современную

Таблица 2

## Сравнительная геофизическая характеристика синклиналей и антиклиналей Заонежского полуострова

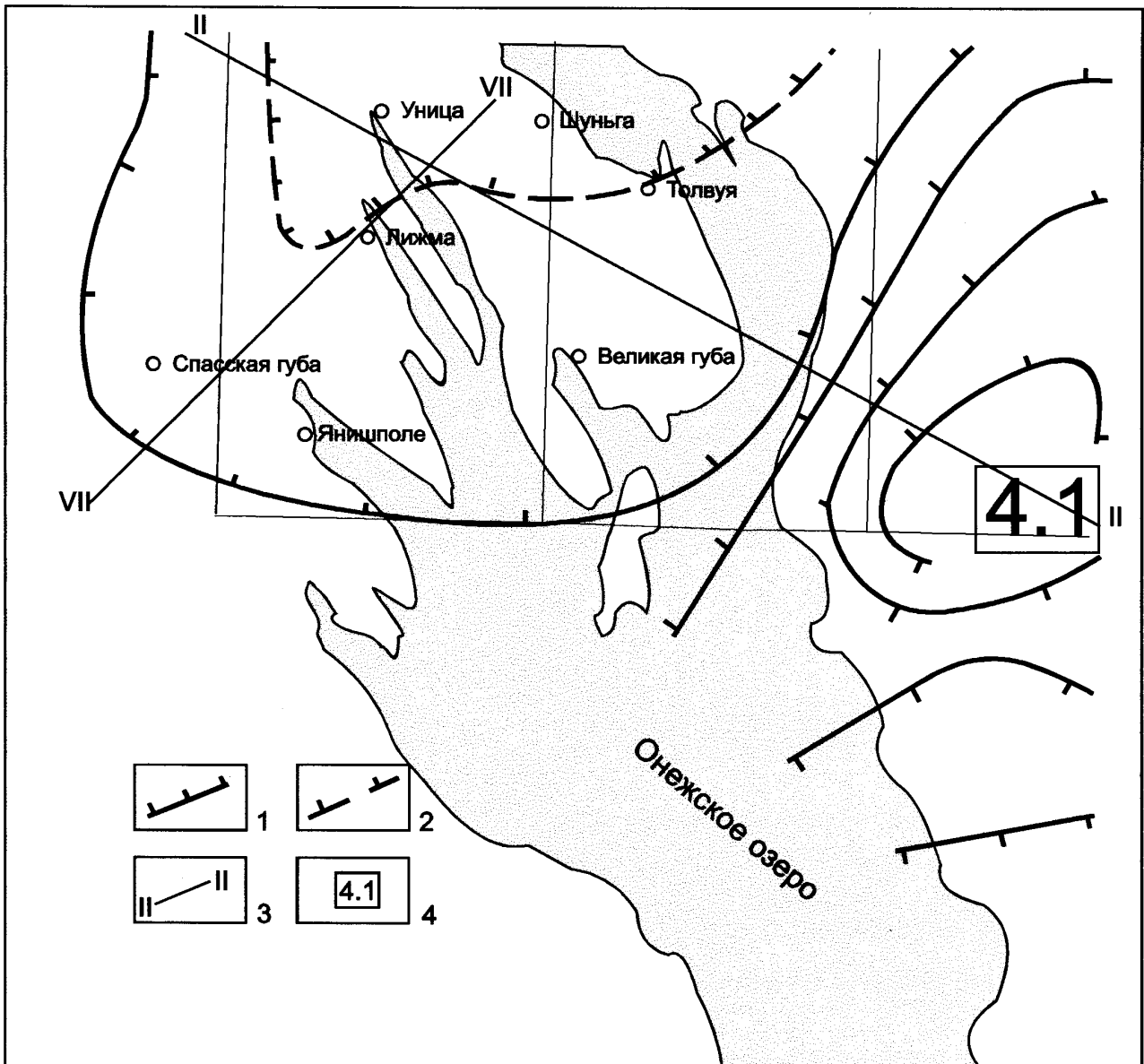
Геологическая привязка	В абсолютных единицах						В относительных единицах							↓ ↑
	$\chi$	$\epsilon$	m	A	E	V	1	2	3	4	5	6	7	
Мягрозерская	0,6	4,1	13	1,6	0,1	16,6	0,40	0,86	1,20	1,53	2,04	2,57	2,1	
	0,1	2,6	12,2	6,4	8,1	7,0	1,0	1,94	2,84	3,16	3,71	4,71		
Яндомозерская	-7,6	2,6	10	-0,3	-1	6,5	0,95	1,66	2,18	2,98	3,72	4,59	0,9	
	1,4	2,3	7,6	0,9	-2,5	5,2	0,87	1,83	2,82	3,47	4,47	5,47		
Путкозерская	-3,3	1,3	4	-1	-0,5	1,6	0,66	1,59	2,47	3,44	4,08	5,08	0,3	
	2,8	1,6	3,3	-2,6	0,8	2,7	0,69	1,69	2,69	3,54	4,42	5,42		
Толвуйская	-6,8	2,1	10	-0,3	1,6	4,5	0,90	1,69	2,21	3,01	3,19	4,13	0,2	
	4,2	3,7	22	-5,7	13,9	13,5	0,51	1,35	2,06	3,06	3,35	4,35		
Маткозерская	-6,9	1,5	5,0	0,5	-0,4	2,3	0,90	1,79	2,61	3,21	3,82	4,82	-0,6	
	6,1	1,7	6,2	6,3	6,2	3,0	0,26	1,26	2,26	2,59	3,22	4,22		
Великогубская	-5,5	1,0	3,0	-0,8	-1,2	1,0	0,81	1,79	2,73	3,65	4,44	5,44	-2,8	
	6,8	6,5	27,5	10,2	12,5	42,4	0,17	0,78	1,38	1,48	1,83	2,58		
Хмельозерская	-5,3	1,6	7,8	-0,9	0,3	2,6	0,80	1,68	2,34	3,29	3,75	4,75	0,7	
	3,0	1,9	6,4	-2,3	-1,6	3,7	0,66	1,66	3,50	4,49	5,49	5,49		
Тамбицкая	-5,1	0,8	2,9	0,3	-1,1	0,7	0,78	1,78	2,73	3,38	4,15	5,15	0,2	
	3,9	1,1	4,3	-2,2	-0,9	1,2	0,54	1,54	2,54	3,37	4,32	5,32		
Падмозерская	-9,5	0,6	1,0	0	-2,4	0,3	1,0	2,0	3,0	3,73	4,73	5,73	-0,2	
	1,1	0,7	2,0	-0,2	-0,7	0,5	0,91	1,91	2,91	3,62	4,55	5,55		
Уницкая	-1,9	1,0	3,2	-0,7	-1,5	1,1	0,57	1,55	2,48	3,38	4,17	5,17	-0,2	
	2,4	0,9	4,3	3,5	2,9	0,8	0,74	1,74	2,74	3,23	4,01	5,01		
Космозерская	-5,8	1,2	5,0	-1,5	-0,3	1,6	0,83	1,77	2,59	3,59	4,18	5,18	-0,3	
	4,7	2,7	15,4	-1,4	6,4	7,2	0,44	1,37	2,21	2,99	3,61	4,61		
Большезерская	-5,5	1,0	3	0	-0,2	1,1	0,81	1,79	2,73	3,46	4,03	5,03	-0,5	
	6,9	2,3	6,5	2,7	-0,4	5,5	0,15	1,11	2,11	2,65	3,58	4,58		
Кузарандская	-6,3	0,6	1,7	-1,4	0,5	0,4	0,86	1,86	2,86	3,86	4,28	5,28	-0,6	
	4,5	3,1	9,9	2,3	0,8	9,8	0,47	1,36	2,30	2,86	3,74	4,74		
Ляликовская	-5,5	1,8	9,0	1,3	1,9	3,2	0,81	1,65	2,23	2,64	2,86	3,84	-1,3	
	5,6	7,7	30,2	9,9	9,3	60	0,32	0,83	1,37	1,48	1,97	2,57		

Примечание. 1 –  $A_x$ ; 2 –  $A_x + A_\epsilon$ ; 3 –  $A_x + A_\epsilon + A_m$ ; 4 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A$ ; 5 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A + A_E$ ; 6 –  $A_x + A_\epsilon + A_m + A_A + A_E + A_V$ ; 7 –  $\Sigma A_T - \Sigma A_g$ , где  $A_g$  – верхнее значение,  $A_T$  – нижнее значение позиции 6.

дифференциацию аномального магнитного поля пород заонежской свиты, с одной стороны, и геологических образований суйсарской и кондопожской свит – с другой. При наличии такого источника дифференциация пород по магнитному полю логично обеспечивается различной мощностью немагнитных образований суйсарской (и тем более кондопожской) и заонежской свит до верхней кромки магнитного источника. Естественно предположить, что центральная часть Онежской мульды, как и любой синклинальной структуры, должна характеризоваться максимальной мощностью разреза и в связи с этим потенциально содержать в разрезе наибольшие объемы ШВ структуры. Любые смещения от осевой части мульды к западу и востоку должны приводить к уменьшению количества ШВ в разрезе. Из этих предположений следует, что наибольшие объемы ШВ должны быть сосредоточены в Мягрозерской синклинали, расположенной в осевой части мульды.

Параметризация ШЗ показала, что намечается некоторая связь между интенсивностью параметра и объемом ШВ в них (Клабуков, 2001). Если действительно основные объемы ШВ сосредоточены в синклинальных структурах, то вполне естественно предположить существование количественного различия интенсивности параметров для складчатых структур разного знака. Кроме того, в силу геологических особенностей каждой синклинальной структуры геофизический параметр, ее характеризующий, количественно должен также меняться. Попытка увидеть в количе-

ственных изменениях физического параметра некоторые аспекты изменения геологического разреза складчатых структур Заонежского полуострова предопределяет выполнение сравнительного анализа геофизических полей над различными складчатыми структурами. Его результаты сведены в табл. 2, которая построена по следующему принципу: верхние значения во всех позициях табл. 2 относятся к гравитационному полю, а нижние – к магнитному. Абсолютные параметры геофизических полей преобразованы в относительные. В позициях 1–6 идет накопление дополнительной петрофизической информации. Складчатые структуры Онежского синклинория расположены в таблице в порядке убывания геофизического параметра, отражающего, согласно гипотезе, уменьшение объемного содержания ШВ в структуре. Ранее при анализе разреза Восточного Заонежья выяснено, что магнитное и гравитационное поля по отношению к складчатым структурам находятся в обратной корреляции. Этот факт учтен в суммарном относительном параметре (позиция 7, табл. 2) вычетом поля  $\Delta g$  из поля  $\Delta T$ . Для четырех синклиналей восточной части Заонежского полуострова: Мягрозерской, Яндомозерской, Путкозерской и Толвуйской – установлено последовательное уменьшение величины параметра  $\Sigma A_T - \Sigma A_g$ , совпадающее с последовательным расположением синклиналей с запада на восток от центральной части Онежской мульды. В чем геологический смысл установленной закономерности? Некоторую информацию может дать гравиметрический материал.



**Рис. 2. Схема морфологии гравитационного поля Онежского прогиба:**

1 – положительные, 2 – отрицательные значения  $\Delta g$ . Берг-штрихи направлены в сторону уменьшения поля. 3 – расчетные профили. Цифра в квадрате – номер локальной аномалии: 4.1 – Бураковская

Так, по данным гравитационного моделирования, выполненного Э. Н. Лишневым (1998) (рис. 2, 3), ШП заонежской свиты пространственно приурочены к впадине, суйсарской и кондопожской свит – к верхнему склону рельефа раннеархейского основания (синонимы: «гранулитовый» или «диоритовый» слой). Форма и гипсометрия этого основания отразились на последующих геодинамических процессах, которые претерпела Карелия и сопредельные территории, особенно в конце архея и раннего протерозоя. Растягивающие напряжения склонов коррелировались с более жесткими геодинамическими условиями, что, возможно, служило причиной разрушения ферромагнитных минералов и приводило к понижению интенсивности магнитного поля в данной области. Таким образом, распределение регионального магнитного поля в нижнепротерозойской час-

ти разреза Онежской мульды связано с поведением кровли архейского основания, но не прямо, а косвенно. В то же время повышенная энергетика склонов, видимо, создавала более благоприятные условия для накопления ШВ в связи с более высокой пластичностью вмещающей  $S_{св}$  среды. Относительно антиклинальных структур существует мнение, что они в меньшей мере аккумулируют ШВ, чем синклинали, и объясняется это суммарной положительной амплитудой длительных колебательных движений всей системы Онежского синклинория. Согласно данным анализа, в среднем суммарные геофизические параметры (позиция 7, табл. 2) синклинальных структур выше, чем антиклинальных, что хорошо согласуется с предположением об объемах ШВ в складчатых структурах разного знака. Для самой восточной части Заонежского полуострова

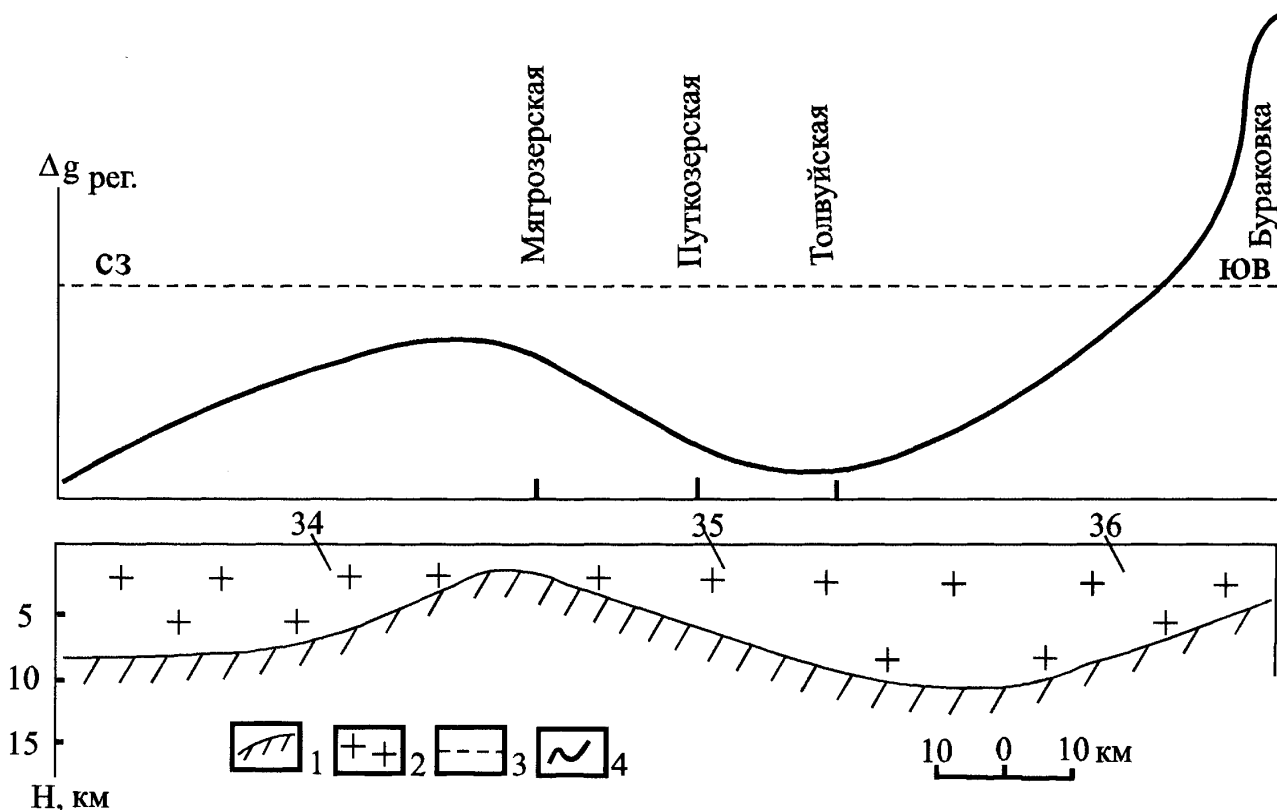


Рис. 3. Схематический геолого-геофизический разрез по профилю II-II (см. рис. 1) с нанесением осей некоторых синклиналильных структур Онежского прогиба (построен автором по материалам Э. Н. Лишневого, 1998):

1–2 – архейский фундамент: 1 – гранулитовое основание, 2 – гнейсогранитовый слой, 3 – уровень регионального гравитационного фона, принятый в расчетах, 4 – наблюдаемая кривая  $\Delta g$

установленная выше закономерность уменьшения суммарного относительного параметра с запада на восток сохраняется и для антиклинальных структур, таких как Хмельозерская, Падмозерская и Кузарандская. Таким образом, геофизические данные хо-

рошо коррелируют с особенностями геологического разреза Онежской структуры на западе и востоке.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 00-0564078).

## ЛИТЕРАТУРА

Игнатьева Т. С., Бугров Н. М. Применение петрофизики для изучения тектонических зон в условиях Центральной Карелии // Физические и механические свойства горных пород и минералов Карелии. Петрозаводск, 1974. С. 20–28.

Кищенко Н. Т. Физические свойства докембрийских образований Карелии. Петрозаводск, 1991. 65 с.

Клабуков Б. Н. Шунгитоносные породы и геофизические особенности Онежской структуры // Органическое вещество шунгитоносных пород Карелии. Петрозаводск, 1994. С. 136–156.

Клабуков Б. Н. Сравнительная геофизическая характеристика шунгитовых залежей Толвуйской синклинали // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 4. Петрозаводск, 2001. С. 97–101.

Лишнево Э. Н. Региональные структурно-плотностные неоднородности архейского фундамента Карелии в свете гравиметрических данных // Геотектоника. 1998. № 3. С. 59–70.

Ломакин А. Б. Петрофизические окна прозрачности в слабоконтрастных геологических средах // Российский геофизический журнал. 2001. № 21–22. С. 40–51.

Строение земной коры юго-восточной части Балтийского щита. Л., 1983. 180 с.

Филиппов М. М., Клабуков Б. Н. Геофизические признаки шунгитоносных купольных структур // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск, 2000. С. 80–88.

Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л., 1973. 174 с.