

**For citation:** Sokolov S.Yu., Mazarovich A.O. 2016. Cluster analysis of geological and geophysical parameters of the Arctic region as the base for geodynamic interpretation. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (1), 59–83.

<http://gt.crust.irk.ru/jour/article/view/223>

УДК 551.24

## **КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В АРКТИЧЕСКОМ РЕГИОНЕ КАК ОСНОВА ДЛЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ**

**Соколов С.Ю., Мазарович А.О.**

## **CLUSTER ANALYSIS OF GEOLOGICAL-GEOPHYSICAL PARAMETERS FOR ARCTIC REGION AS THE BASE OF GEODYNAMIC INTERPRETATION**

**Sokolov S.Y., Mazarovich A.O.**

*Геологический институт РАН, Россия, 119017, Москва, Пыжевский пер.7, e-mail: sysokolov@yandex.ru*

### **Аннотация**

Большой объем геолого-геофизических данных, накопленных к настоящему времени на Арктический регион, делает затруднительным их визуальный сравнительный анализ в ручном режиме, что делает актуальным использование автоматизированных методов классификации, в частности, методы многомерной статистики. Геодинамическое районирование региона базируется на обработке параметров, имеющих физический смысл, определяющий:

- геометрию объекта (границы раздела в коре и верхней мантии) и его физические свойства;
- силы и энерговыделение в объекте;
- характеристики движения, как результат действия сил на объект и энерговыделения в нем.

Геодинамическая интерпретация данных с вышеуказанным смыслом и выделение геодинамических типов сводится к обнаружению устойчивых сочетаний параметров не по точечным или пиковым значениям, а по усредненным значениям на больших площадях, что практически невозможно сделать вручную. Задача осложнена тем, что параметры прямого измерения на суше (скорость вертикальных движений) на акваториях отсутствуют. Это приводит к использованию других параметров, имеющих теоретическую зависимость от нужных характеристик энергии и движения, называемых суррогатными. Таким образом в расчетах используется то, что доступно и имеет ненулевую корреляцию между собой.

В результате расчетов по 10 параметрам (рельеф дна, мощность осадочного чехла, томография по поверхностным волнам Лява, аномалии Буге и изостазия, тепловой поток, сейсмотомография по S- и P-волнам, суммарный сейсмический момент и аномальное магнитное поле) методом кластерного анализа было выделено 14 устойчивых сочетаний, которые в соответствии с основными структурными зонами Северного Ледовитого океана могут быть условно поделены на 3 неравные группы:

- 1 - группа шельфа и континента;
- 2 - группа глубоководной части;
- 3 - группа переходных зон и наложенных структур;

Области проявления рассчитанных кластеров геолого-геофизических параметров интерпретируются как районы, имеющие различную структуру и геодинамические характеристики. Выявлено различие шельфовых зон по мощностям осадочного чехла, тектонической гетерогенности фундамента, тепловому потоку, аномальному магнитному полю

и гравитационным аномалиям, отражающими характер границы раздела коры и верхней мантии. В пределах глубоководных зон, по S-волнам, выявлены аномально «холодные» блоки с повышенным уровнем теплового потока. Данное сочетание параметров существует в трансформных зонах, сочленяющих Атлантический и Арктический сегменты. Наложенные термальные купола имеют симметрию относительно оси срединно-океанических хребтов (СОХ). Они могут возникать и на континентах близко прилегающих к СОХ. Аналогичные признаки прослеживаются вдоль переходной зоны к северу от Восточно-Сибирского моря.

*Ключевые слова:* геодинамика, кластерный анализ, геолого-геофизические параметры, осадочный чехол, термальные купола, классификация типов литосферы, энергосыделение

## 1. Введение. Состояние проблемы анализа многомерных данных и подход к решению задачи

Прогресс в накоплении геолого-геофизической информации о строении дна Арктического региона (рис.1.) сделал возможным формирование многомерного массива данных, сравнение и анализ компонентов которого простыми визуальными и корреляционными средствами практически невозможен. Авторами предлагается обобщение фактических данных, неравномерно покрывающих акваторию Арктики, и обновленная классификация для сочетаний геодинамических параметров, рассчитываемых одним из методов многомерной статистики – кластерным анализом.

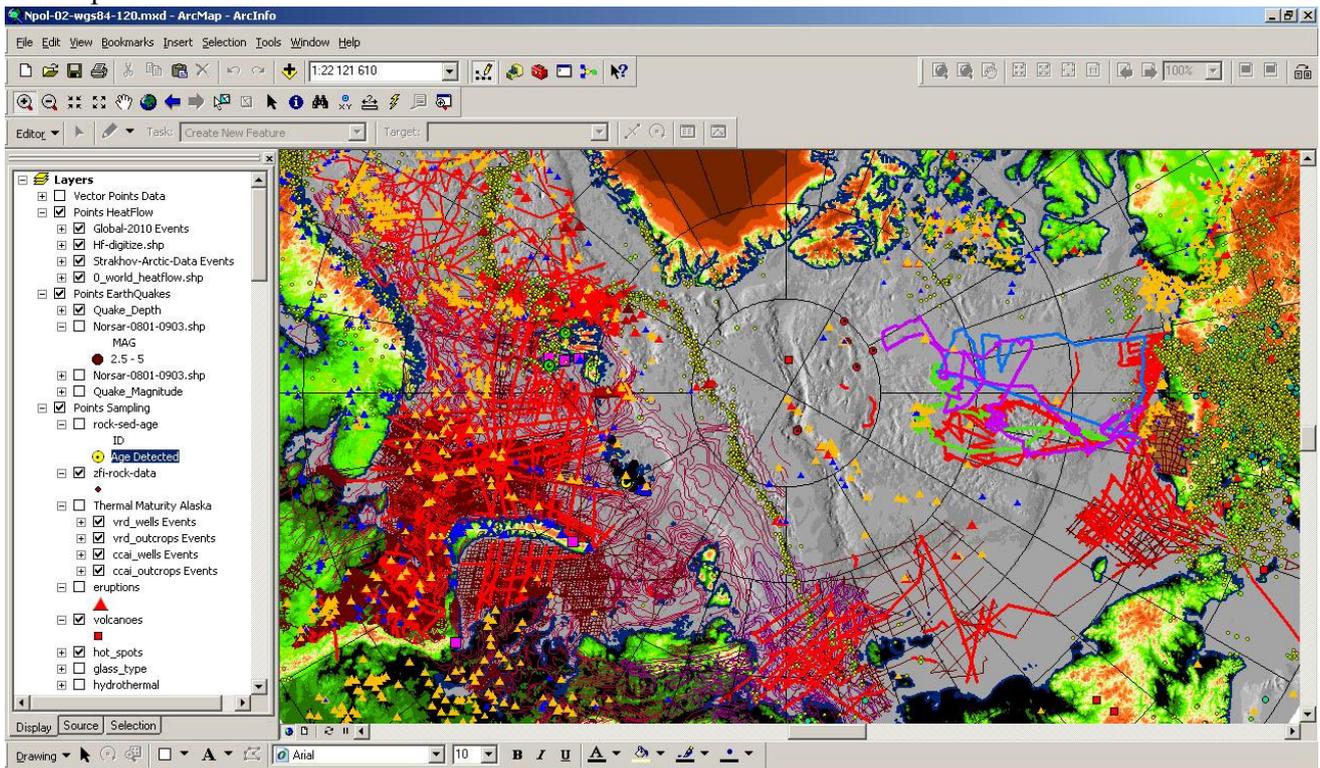


Рис.1. Образец компиляции геолого-геофизических данных на Арктический регион в среде ArcGIS, иллюстрирующий характер изученности региона.

Данное исследование привело к построению карт геодинамических обстановок и интерпретации физического смысла выявленных типов. Таким образом, задачами работы являются: определение понятий «геодинамика» и «геодинамическая обстановка»; подбор геолого-геофизических параметров, описывающих «геодинамические обстановки» пространственно равномерно по мере возможности; выбор методики расчетов для проведения

типизации геодинамических обстановок; реализация вычислительного алгоритма и описание особенностей его работы; построение карты распределения геодинамических типов и первичной интерпретации физического и геодинамического смысла результатов.

## **2. Постановка и формализация задачи**

### **2.1 Задача геодинамического районирования и ранние работы**

Сравнение представлений специалистов с диаметрально противоположными взглядами [Белоусов, 1975; Павленкова, 1987; Зоненшайн, Кузьмин, 1993] показало, что существует единый «стержень», основанный на определении дисциплины «динамика», который принят в физике. «Механикой называется наука о простейшей форме движения материи – механическом движении, которое состоит в изменении взаимного расположения тел или их частей в пространстве с течением времени. Телами называются макроскопические системы, состоящие из очень большого числа молекул и атомов, так что размеры этих систем во много раз больше межмолекулярных расстояний. В кинематике изучается механическое движение тел вне связи с определяющим его взаимодействием между телами. В динамике рассматривается влияние взаимодействия между телами на их механическое движение» [Яворский, Детлаф, 1974, стр.13-14]. Под взаимодействием понимается анализ сил и источников энергии. Таким образом, под «геодинамикой» нами будет подразумеваться наука, которая изучает взаимодействие между геологическими объектами во времени.

Важным для решения проблем геодинамики представляется выработка подходов к параметризации сложнейших свойств геологических тел для дальнейшего использования их в количественном анализе. Наиболее близкое к данному выше определению «геодинамики» дано в работе [Хаин, Ломизе, 1995, стр.5]. Объекты, рассматриваемые в геодинамике, имеют сложность неизмеримо более высокую, чем объекты в классической физике, что и делает данную дисциплину уникальной. Сложность объектов сильно влияет на наличие адекватных и эффективных количественных моделей, описывающих процессы геодинамики.

Из приведенного определения следует, что параметры, описывающие геодинамический объект, должны быть разделены на три главные группы:

1. геометрия и физические свойства;
2. силы и энерговыделение;
3. характеристики движения, как результат действия сил на объект и энерговыделения в нем.

Таким образом, задачей геодинамического районирования представляется поиск различных устойчивых сочетаний параметров, описывающих геодинамический объект и анализ их распределения в пространстве.

Геодинамике Арктического региона посвящена обширная литература, в том числе базирующаяся на современных сейсмотомографических данных более высокого разрешения чем в конце 1990-х и начале 2000-х годов (Яковлев А.В. и др. 2012, Кулаков И.Ю. и др. 2013). Первыми работами в области формализованного количественного подхода к решению задач геодинамики с использованием нескольких параметров являются работы [Рейснер, Рейснер, 1987, 1990] для Восточно-Европейской платформы и Кавказа. В статье [Иогансон, Болтышев, 2000] был проведен кластерный анализ западной Евразии. В работе [Sokolov et al., 2008] впервые был проведен выбор параметров и расчет кластерных сочетаний для глубоководных частей Атлантического океана, где измерения одного из главных параметров - скорости современных вертикальных движений - отсутствуют.

### **2.2 Подход к выбору параметров и координатного пространства**

Выбираемые для анализа параметры должны иметь, по возможности, одинаковую детальность в пределах изучаемого района. Это необходимо для адекватной сравнительной оценки различных частей района. Однако на практике в силу существующей неполноты данных, приводящей к неравномерности покрытия, это недостижимо. Поскольку для расчетов

необходимо каждой ячейке грида (сетке с равномерным шагом по X и Y) присвоить полный вектор параметров, участвующих в анализе, приходится в случае редкой сети измерений пользоваться интерполированными на большие расстояния значениями. Наименее изученным в Арктике и наиболее нужным для геодинамических расчетов параметром является тепловой поток. Плотность данных сейсмической томографии сильно зависит от плотности событий и станций, которые в Арктике распределены с большими пробелами. Кроме того необходимо использовать данные по P- и S-волнам сходной детальности, что ограничивает выбор. Данные по осадочному чехлу имеют хорошую детальность в пределах шельфовых зон (вплоть до 3D съемок), но в глубоководной части Арктического бассейна она несопоставимо меньше. В связи с этим вынуждено будет использоваться покрытие, в котором детальность шельфовой части редуцирована до сопоставимой с глубоководной частью величины. Наиболее детальным набором данных является гравитационное поле, полученное с использованием спутниковой альтиметрии, но соотношение сигнал шум в подобных покрытиях резко падает для длин волн менее 25 км [Sandwell, Smith, 2009]. Это определяет ориентировочный размер минимально допустимого шага по гриду. Использование больших размеров ячейки приводит к ступенчатой делимитации зоны перехода от шельфа к глубоководной части. Поскольку этот переход важен, целесообразно остановиться на значении 25 км, понимая избыточность этого шага квантования для многих менее детальных параметров. Это в данном случае допустимо. Кроме того, данный шаг формирует сетку потенциально дополняемую по мере возникновения более детальных информационных слоев. На сетке 25 км возможно построение карты масштаба 1: 10 млн.

Выбираемые параметры должны описывать три группы свойств, отмеченных в разделе 2.1. Параметры, описывающие структурные особенности литосферы (группа 1) подбираются легче всего (см. раздел 3). Параметры, ответственные за описание энергосыделения (группа 2), могут быть подобраны достаточно просто, не считая проблем с неравномерным покрытием промеров теплового потока.

Сложнее всего обстоит дело с описанием результирующего движения (группа 3). Для суши используются скорости вертикальных движений, получаемые путем повторных геодезических измерений, а также могут быть использованы данные GPS. Для дна акваторий подобный вид измерений отсутствует и вряд ли в ближайшем будущем появится равномерная сетка наблюдений. Поэтому, для включения данных типа группы 3 в расчеты, необходимо использовать так называемые «суррогаты» - параметры, косвенно отражающие значения не измеряемых или частично измеряемых в океане величин, или являющиеся комбинацией многих эффектов, в том числе и тех, которые желательно обработать. В данной ситуации подобный подход является на наш взгляд единственным способом отразить нужную информацию в условиях неполноты данных. В данной работе исследуется только современное состояние литосферы на основании трех групп параметров, полученных в результате инструментальных измерений. Особо необходимо отметить, что среди параметров практически отсутствуют принадлежащие в чистом виде только к одной из трех вышеперечисленных групп.

Поскольку изученность арктических шельфовых зон сильно прогрессирует в последние годы из-за ресурсной тематики, а главным объектом настоящей работы является изучение глубоководной части Арктики и возможность ее сопоставления с Атлантикой, естественным выбором по детальности данных является редуцирование шельфовых покрытий до выбранного шага грида и интерполяция на него редких глубоководных измерений, доступных в настоящий момент. Развитие базы измерений в будущем с неизбежностью приведет к модификации полученных результатов, но в настоящий момент приходится использовать тот уровень изученности, который есть. В силу наличия в Арктике широкого шельфа, кластерный анализ данного региона в отличии от Атлантики [Sokolov et al., 2008] охватывает более широкий набор морфоструктур, относящихся к зоне перехода континент-океан исходя из принадлежности шельфа к континентальным структурам. Таким образом, кроме

анализа глубоководных котловин в данной работе проведено «наземно-морское» сочленение результатов. Наиболее перспективным развитием данного вида работ в настоящий момент является кластерный анализ для Западной Сибири и ее продолжения на акваторию Карского моря в силу полноты данных и значимости этого района.

### **2.3 Подход к выбору методов обработки данных**

Среди методов многомерной статистической классификации больших объемов данных различной природы особо выделяются три: дискриминантный, факторный и кластерный методы анализа. Все анализы успешно применяются к геолого-геофизическим данным и имеют различную специфику:

дискриминантный - направлен на классификацию объектов по набору его параметров путем сравнения значений этих параметров с «обучающими» эталонами;

факторный - состоит в предположении, что имеющийся набор данных об объекте сформирован комбинацией влияния двух и более процессов, каждый из которых вносит определенный вклад в значения всех параметров;

кластерный направлен на выявление устойчивых сочетаний параметров, незаметных при визуальном анализе карт и является наиболее подходящим в данной фазе исследований, что было показано в аналогичных работах по другим районам (см. 2.1).

Переход к факторному анализу может быть осуществлен при появлении новой геодинамической модели развития с двумя (или более) сосуществующими механизмами, влияющими на тектонику объекта.

### **3. Используемые данные**

Геодинамическое районирование Арктического региона охватывает шельф и ложе Северного Ледовитого океана (рис.2). Для расчета использовались следующие параметры: рельеф дна, мощность осадочного чехла, топография по поверхностным волна Лява, аномалии Буге и изостазия, тепловой поток, сейсмотопография по S- и P-волнам, суммарный сейсмический момент и аномальное магнитное поле. Расчет кластерных сочетаний базируется на том, что для каждой ячейки грида набор из 10 параметров определяет точку в многомерном пространстве (после процедур нормирования и центрирования). Сложность состоит в том, что в пространстве проекции каждой его оси на другие равны нулю, или другими словами параметры, откладываемые по осям, являются линейно независимыми. Для доступных геолого-геофизических параметров это правило не выполняется. Корреляции параметров между собой не являются нулевыми, но и не близкими к 1 или -1. Это означает, что все параметры являются в той или иной степени линейно зависимыми. Данная ситуация возникает из-за того, что одно и то же вещество литосферы является источником для полей разной природы (прямая задача), и поэтому они, вероятнее всего, будут иметь взаимную корреляцию. Поскольку данная работа близка по смыслу к обратной задаче - отсутствует информация о распределении источников полей - мы используем в расчетах то, что нам доступно: набор линейно зависимых полевых измерений.

Приведем краткое описание выбранных нами параметров, значения которых в каждой ячейке региона 25x25 км в полярной стереографической проекции будут использоваться в качестве компонент многомерного вектора в статистической обработке.

#### **3.1 Рельеф дна**

Рельеф дна является первым и одним из самых главных параметров, описывающим кровлю земной коры и литосферы (см. Рис.2), и построен по данным [ИВСАО, 2008], которые были сглажены низкочастотной фильтрацией и пересчитаны на ячейку 25x25 км. Он аккумулирует влияния многих процессов: магматизма, деформаций дна, накопления осадков и т.д. По нашей классификации рельеф относится к первой группе параметров, описывающих геометрию объекта и является прямым измерением необходимой характеристики. Кроме этого, он в количественно скрытой форме отражает результат движения блоков земной коры под

воздействием подведенных к ним сил (параметр третьей группы). Высокоточные наблюдения за движением, аналогичные измерениям GPS на континентах для морского дна отсутствуют, но, обрабатывая рельеф, мы в косвенной, но в недостаточной форме учитываем результаты этих движений.

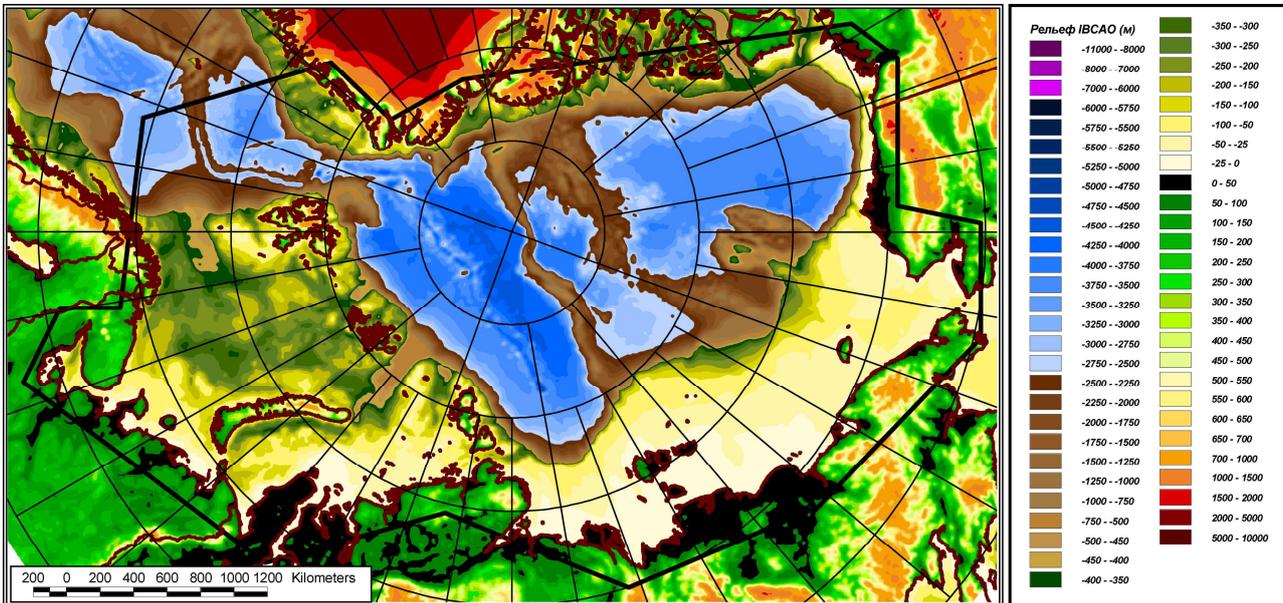


Рис.2. Рельеф дна по данным (ИВСаО, 2008) и контуры района (здесь и далее - черная линия), в котором производился многомерный статистический анализ.

### 3.2 Мощность осадочного чехла

Мощность осадочного чехла Арктического региона и прилегающей суши (рис. 3) построена по данным [Laske, Masters, 1997]. Авторы собрали сведения об осадочном чехле, усредняя значения его мощности на сетке 30 дуговых минут для введения поправок при построении томографических моделей. Эти данные были приведены к рабочей детальности настоящей работы. Данное покрытие пока является единственной картой изопахит, имеющую более или менее равномерную детальность на весь регион. Учет мощности осадочного чехла важен по нескольким причинам. Главная из них состоит в том, что периферия океана, являющаяся зоной интенсивного отложения осадков, сносимых с континента, находится в состоянии нарушенного изостатического равновесия между блоками земной коры и вязким мантийным субстратом из-за увеличения нагрузки на последний. Это приводит к возникновению процессов, направленностью которых является восстановление равновесия путем ответных вертикальных перемещений, стремящихся вернуть среду в состояние равновесия и сгладить приобретенное возмущение. Другой причиной включения осадочного чехла в расчеты является то, что его подошва имеет существенный плотностной контраст с кристаллическим фундаментом и эту поверхность необходимо учитывать при описании свойств первой группы, ответственной за геометрию объекта – в данном случае сочетания земной коры и верхней мантии.

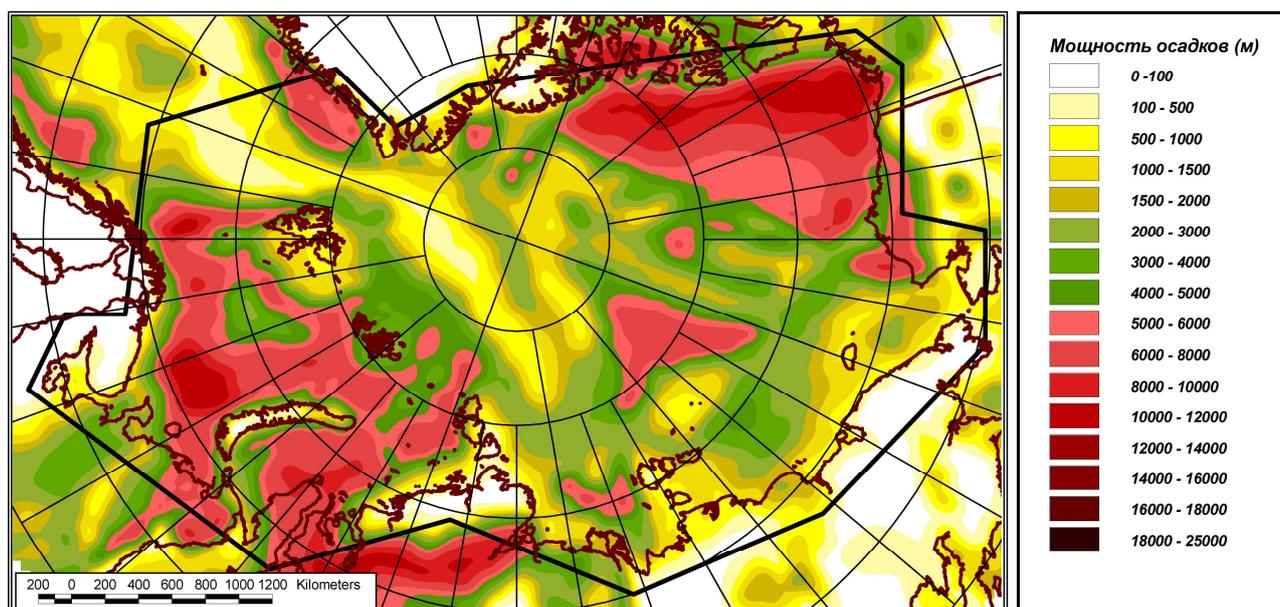


Рис.3. Мощность осадочного чехла Арктического региона и прилегающей суши по данным (Laske, Masters, 1997).

### 3.3 Томография по поверхностным волнам Лява

Томография по поверхностным волнам Лява (рис.4) построена по данным [Larson et al., 1999]. Этот параметр является «суррогатным» для описания геометрии объекта, поскольку отражает поведение некоторой эффективной подошвы коро-мантийного слоя не в явном виде (прямые измерения глубины мантийных границ на всю акваторию Арктики отсутствуют), а косвенно. Эта связь выражается в том, что фазовые скорости поверхностных волн – волн распространяющихся в эффективном поверхностном слое – зависят от мощности этого слоя. Чем больше эта мощность, тем медленнее распространяются волны, и наоборот – ускоряются если меньше. Таким образом, процент отклонения фазовой скорости от среднего значения показывает нам относительные вариации эффективного поверхностного слоя, пропорциональные искомому параметру – глубине подошвы коры или внутримантийной границы. Для расчетов мы выбрали наиболее короткопериодную из опубликованных моделей – модель для волн с периодом 35 сек, при которой проникновение смещений вдоль фронта волны неглубоко и приблизительно соответствует верхней части литосферного слоя. Волны с большими периодами вовлекают в волновое движение более глубокие слои. Хорошо видно (см. рис.4), что континентальные области и области с пониженными скоростями в районе древних щитов прекрасно отделяются от океанических зон с маломощной и высокоскоростной литосферой. Имеется значимая корреляция континентальных областей с отрицательным полем томографии. Сравнение положения нулевого значения данной аномалии с формой бровки шельфа показывает как принципиальное совпадение, так и наличие двух интересных исключений из общего правила. Первое состоит в значительном (порядка 450 км) выдвигании «континентального» значения аномалии в океаническую часть акватории в районе от хребта Ломоносова до Менделеева. Поскольку горизонтальная точность данного покрытия составляет 200 км, эта конфигурация аномалии не может точно указать, до каких пределов простирается блок с корой континентального типа, но с очевидностью показывает наличие в этом районе континентальных фрагментов. Второе исключение состоит в наличии «океанического» значения аномалии под архипелагом Шпицберген и западной части Земли Франца-Иосифа (см. рис. 4). Известны следующие интенсивные процессы в данном районе - положительные вертикальные и

горизонтальные движения, четвертичный вулканизм, формирование субмеридиональных магнитных аномалий, повышенный тепловой поток, которые, по всей видимости, говорят о новом тектоническом этапе развития этой части окраины Евразии. Из вышесказанного следует, что выбранный параметр подходит в качестве «суррогата» для описания геометрии подошвы коры или неглубокой мантийной границы.

Групповые и фазовые скорости поверхностных волн Лява и скорости S-волн в поверхностном слое 0-100 км зависят от свойств вещества, выраженных значениями упругих модулей для одного и того же объема, и поэтому не являются независимыми параметрами. Но структура аномального поля этих параметров для глубоководных районов отличается друг от друга. Поскольку выше было определено, что в расчетах отсутствуют полностью линейно независимые параметры, все виды сейсмотомографии будут использоваться в работе несмотря на наличие корреляции. Точную привязку вариаций скоростей поверхностных волн для различных периодов к вариациям поверхностей в пределах литосферного слоя мы привести не можем. Но при построении карт для вариаций скоростей короткопериодных фаз, в частности для фазы 35 с, связь аномалий поверхностных волн с вариациями мощности коры очевидна. Встречаются ряд исключений, которые связаны в основном с проявлениями высокопродуктивного магматизма (Исландия) или нестандартными тектоническими ситуациями (четвертичный вулканизм в пределах шельфа на архипелаге Шпицберген), но в целом данный параметр пропорционален геометрии границ внутри литосферы.

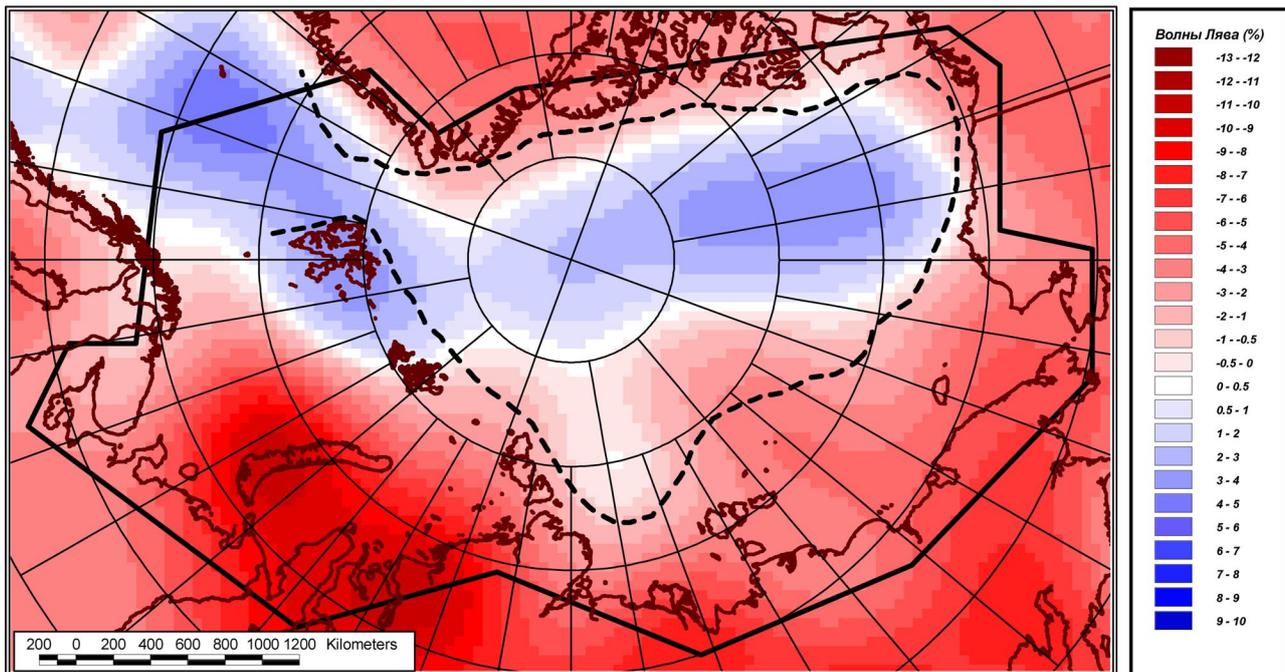


Рис.4. Томография по поверхностным волнам Лява (период 35 сек) по данным (Larson et al., 1999). Пунктирная линия - бровка шельфа.

### 3.4 Аномалии Буге

Аномалии Буге рассчитаны авторами по данным AGP - Arctic Gravity Project - [Forsberg, Kenyon, 2005] и рельефа [ИВСаО, 2008] для средней плотности коры океана  $2.8 \text{ г/см}^3$  и плотности суши  $2.67 \text{ г/см}^3$ , при интегрировании с радиусом 166 км (рис.5). Гравитационные аномалии AGP являются значениями в свободном воздухе. Для акватории это означает, что около 80% вариабельности аномального поля пропорционально наиболее контрастной плотностной границе – рельефу дна океана, который известен по эхолотным промерам. Расчет

аномалии Буге, суть которого состоит в «досыпании» в водный слой недостающих до среднего значения по земной коре масс, приводит к устранению из аномального поля влияния рельефа дна. После чего вариабельность остаточного поля отражает, в основном, глубину плотностного контраста границы кора-мантия и латеральные плотностные неоднородности в коре и мантии. В глубоководных котловинах они могут быть или незначительны или достаточно значимыми в районах, где происходит серпентинизация пород верхней мантии. В отсутствие данных глубинной сейсморазведки надежно отличить их влияние от вариации глубины подошвы коры не представляется возможным. В тоже время, латеральные неоднородности могут быть велики, занимать протяженные зоны и отражать прогретые зоны в местах, где в литосфере имеются магматические камеры и области с повышенной степенью частичного плавления. Такие зоны отличаются повышенной продуктивностью магматизма и, соответственно, увеличенной мощностью коры, которая будучи нагрузкой на вязком мантийном субстрате приводит к углублению границы Мохо. Вышесказанное означает, что аномалии Буге, в основном, пропорциональны глубине раздела кора-мантия, и чем меньше значение аномалии, тем глубже залегает этот раздел.

Исключения, для которых целесообразно введение термальной коррекции в аномальное поле, нуждаются в учете информации по тепловому потоку или другому параметру, отражающему прогретое состояние, например томографии по поперечным волнам. Но, поскольку эти параметры независимо участвуют в нашем анализе (см. далее), расчет аномалий Буге с учетом термальной коррекции для геодинамического анализа нам представляется нецелесообразным.

Таким образом, аномалии Буге относятся к параметрам первой группы, описывающим геометрию коро-мантийного слоя – внутреннюю границу, разделяющую «плотностные этажи» коры и верхней мантии, и структуру вариации масс вдоль поверхностного слоя. Отмеченные свойства в аномалии Буге существуют в виде комбинации вкладов, надежное разделение которых затруднительно. Аномалии Буге являются «суррогатным» параметром для описания геометрии и прямым для описания вариации масс. Геометрический компонент аномалий Буге является более весомым, поскольку вариации плотности в области мантии и нижних этажей коры приводят к меньшим вариациям поля чем положение границы раздела. Возможен прямой расчет по аномалиям Буге толщины коры (по Деминицкой 1967, стр.27) как линейной функции от аномалий Буге, полученной в результате аппроксимации по точкам сопоставления с реальными ГСЗ зондированиями. Это полностью линейно зависимый параметр, имеющий морфологию аномального поля Буге, но он не использовался, поскольку при редкой плотности калибровочных данных ГСЗ исходное поле является предпочтительней.

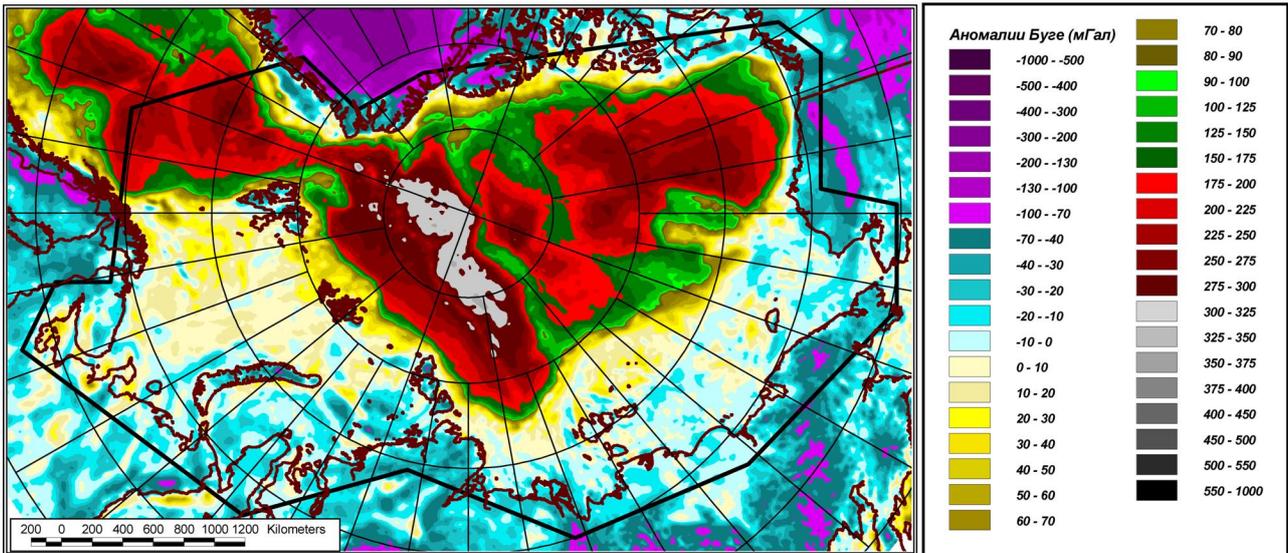


Рис.5. Аномалии Буге, рассчитанные авторами по гравитационным данным AGP - Arctic Gravity Project - (Forsberg, Kenyon, 2005) и данным рельефа (ИВСаО, 2008) для средней плотности коры океана  $2.8 \text{ г/см}^3$  и плотности суши  $2.67 \text{ г/см}^3$ , при интегрировании с радиусом 166 км.

### 3.5 Изостатические аномалии

Изостатические аномалии рассчитаны авторами по данным аномалии Буге и рельефу [ИВСаО, 2008] для средней плотности коры океана  $2.8 \text{ г/см}^3$ , плотности суши  $2.67 \text{ г/см}^3$  и плотности мантии  $3.3 \text{ г/см}^3$  при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км (рис.6). Из аномального поля были удалены длинноволновые компоненты свыше 900 км, поскольку они отражают подлитосферные неоднородности, и их эффект в изостазии маскирует процессы, происходящие в верхней оболочке Земли. После устранения вариабельности аномального поля, связанной с верхней границей коровых масс и получения аномалий Буге, расчет изостатических аномалий устраняет гипотетическую вариабельность поля связанную с вариацией рельефа компенсационной поверхности, происходящей из-за различной мощности блоков земной коры, «плавающих» по вязкой поверхности мантии. Мы исходим из того, что в случае изостатического равновесия положение компенсационной поверхности связано с рельефом простым соотношением:

$$H = T + h * (\sigma_k - \sigma_b) / (\sigma_m + \sigma_k)$$

Где  $H$  – глубина компенсационной поверхности,  $T$  – уровень приведения,  $\sigma_k$  – плотность коры,  $\sigma_b$  – плотность воды,  $\sigma_m$  – плотность мантии, и в соответствии с этим рассчитываем соответствующие поправки к аномалии Буге. Они устраняют влияние гипотетического рельефа полученной поверхности, также как ранее мы устраняли влияние рельефа дна.

Остаточное поле представляет собой изостатические аномалии, которые в случае положительных значений показывают наличие избытка масс над поверхностью компенсации, а отрицательные – недостаток масс. Избыток масс должен приводить к тому, что в данной точке блок коры будет испытывать опускание, а недостаток – подъем вместе с участком мантии. Но это справедливо только для случаев, когда действие, выведившее систему блоков коры из состояния изостатического равновесия закончено. Если действие (например, надвигание одного блока на другой) не закончено, то мы будем иметь и избыток масс (положительные изостатические аномалии) и положительные вертикальные движения коры. Поэтому интерпретация изостатических аномалий содержит неоднозначность, для разрешения которой

необходима дополнительная информация и представление об общей тектонике региона. По геодинамическому смыслу этот параметр является прямым по описанию вариации плотностных свойств коры и интенсивности энерговыделения в коре и формированию напряжений (модуль градиента изостазии), связанных с переходом среды из возмущенного состояния в равновесное. Этот параметр также является «суррогатным» по описанию результирующего вертикального движения блоков коры под воздействием упомянутого энерговыделения. Указанные свойства отражены в поле изостатической аномалии в виде практически неразделимой комбинации.

Расчет изостатических аномалий представляет собой определение гравитационного эффекта от поверхности мантии, рассчитываемой по рельефу дна пропорционально отношению плотностей (модель Эри) и вычитание его из аномалий Буге, рассчитанных по тому же рельефу. Но при этом полная корреляция между ними отсутствует. Это связано с тем, что при 3D расчетах эффект от рельефа в аномалиях Буге (например при аппроксимации водного слоя призмами в узлах грида) рассчитывается как интеграл с весами, равными расстоянию до основания призм. Расчет интегрального эффекта от поверхности мантии, полученной из того же рельефа, но аппроксимированной призмами с глубинами относительно поверхности приведения (33 км) дает более сглаженное поле поправки, поскольку поверхность более удалена от уровня моря и в точке наблюдения нет такого контраста весов, который имеет место в водном слое, приближенном к точке наблюдения. Кроме того, анализ аномалий Буге и изостазии на субширотных профилях в Атлантике [Соколов, 2015] показывает, что положительная корреляция этих полей может наблюдаться в абиссальных котловинах, где практически нет нарушений изостатического равновесия, и корреляция отсутствует в рифтовой зоне и флангах хребта до 300 км, где изостатическое равновесие нарушено процессами рифтогенеза.

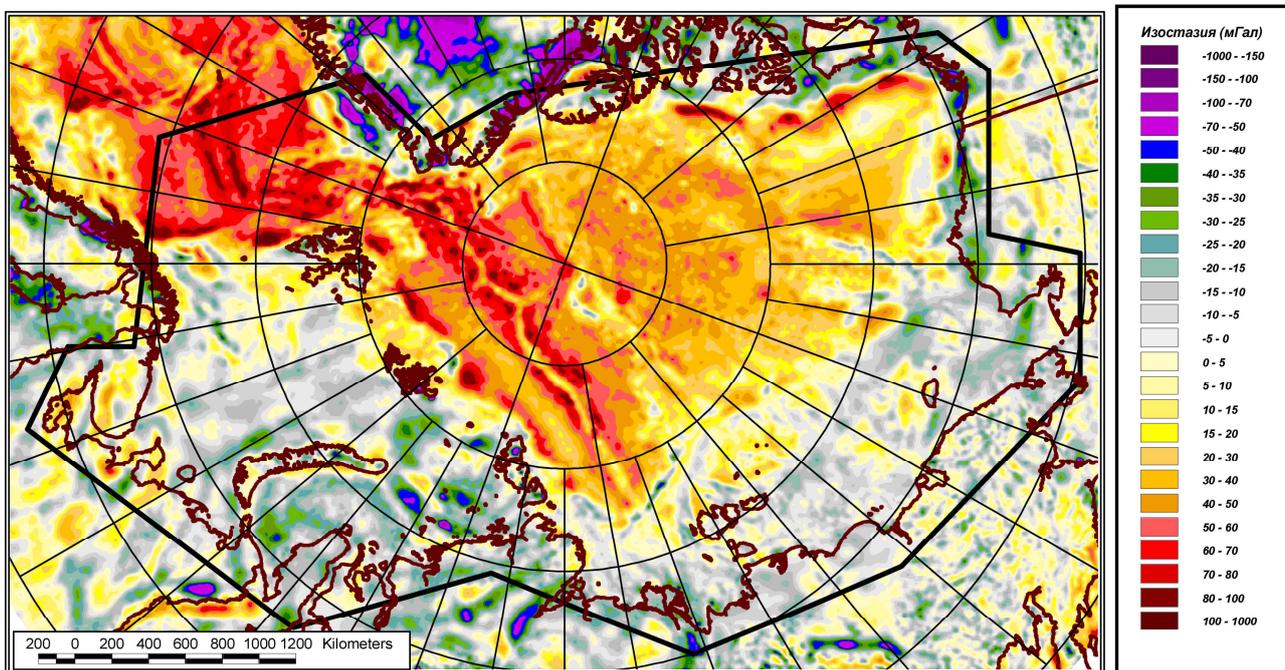


Рис.6. Изостатические аномалии, рассчитанные авторами по данным аномалии Буге и рельефу (ИВСаО, 2008) для средней плотности коры океана  $2.8 \text{ г/см}^3$ , плотности суши  $2.67 \text{ г/см}^3$  и плотности мантии  $3.3 \text{ г/см}^3$  при интегрировании с радиусом 166 км по модели Эйри и глубине поверхности приведения 33 км.

### 3.6 Тепловой поток

Тепловой поток (рис.7) построен по данным [Hasterok, 2011]. Данный параметр изучен на акватории Арктики очень неравномерно (см. рис.7), но поскольку он является абсолютно необходимым для наших расчетов, приходится использовать его в таком виде, в котором он представлен на настоящий момент в публикациях. Для использования рассеянного и неравномерного облака значений в расчетах на каждую ячейку региона был рассчитан грид с использованием методики «кригинг» (kriging), после чего было проведено сглаживание его высокочастотной компоненты до уровня других параметров для минимизации влияния неравномерной плотности промеров. Полученная в результате этого карта (см. рис.7) имеет различную обеспеченность данными. Тепловой поток является прямым необходимым параметром второй группы, отражающей энерговыделение. Неравномерная изученность Арктики приводит к надежной классификации по этому параметру в районах с плотной сетью наблюдений и, практически, к исчезновению его влияния в плохо изученных областях.

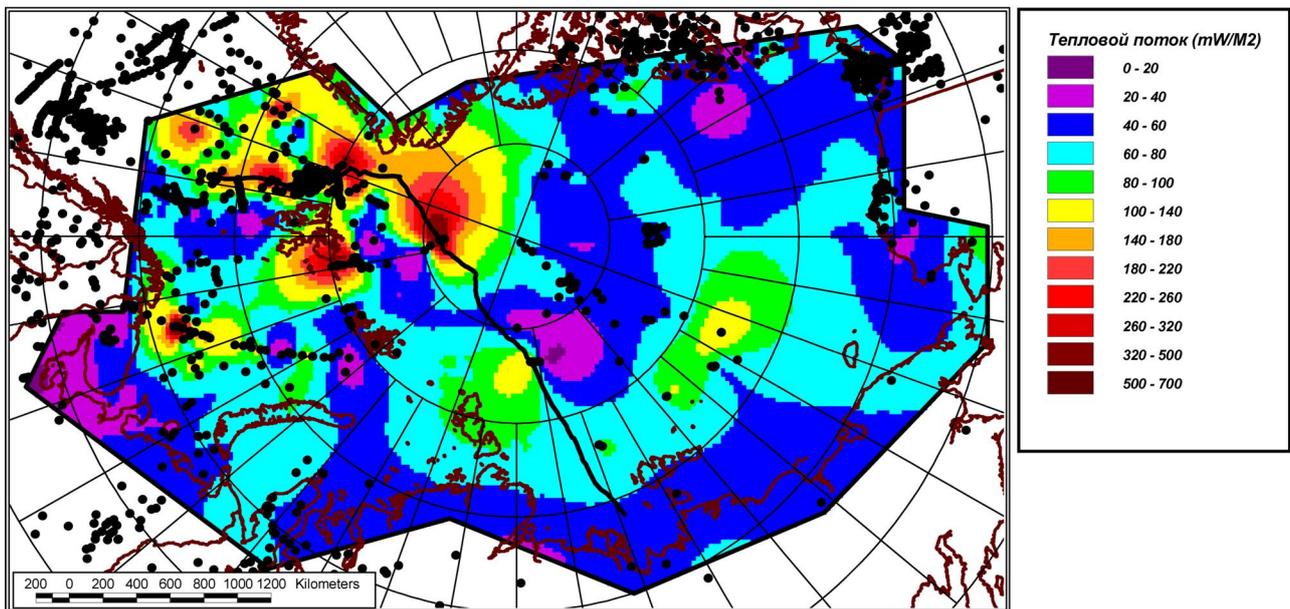


Рис.7. Карта теплового потока и его изученность (точки – станции измерений) по данным (Hasterok, 2011). Черная линия – ось срединно-океанических хребтов.

### 3.7 Томография по S-волнам

Томография по S-волнам (рис.8) построена по данным [Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001]. Для изучения геодинамики коры и верхней мантии выбран самый верхний срез модели NGRAND от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков  $2^\circ \times 2^\circ$  и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку  $25 \times 25$  км. Эти значения представляют собой отклонения скорости распространения поперечных волн от среднего значения в слое в процентах. Данный параметр чувствителен к зонам, находящимся в прогретом состоянии и обладающим повышенной степенью частичного плавления. Он прекрасно показывает наличие плюмовых образований, обычно сопровождающихся магматизмом, и зон срединных хребтов. Таким зонам соответствуют отрицательные значения данных томографии, достигающие в случае глубинных плюмов  $-3.5\%$  и менее, поскольку прогретое и менее вязкое состояние среды вызывает уменьшение сейсмических скоростей. Таким образом, данный параметр представляет собой трудноразделимую комбинацию эффектов энерговыделения (прогретое состояние) и геометрии среды (зоны повышенной продуктивности магматизма и увеличенной мощности коры). Для

обеих групп параметров он является «суррогатным», поскольку отражает групповые свойства не прямо, а косвенно.

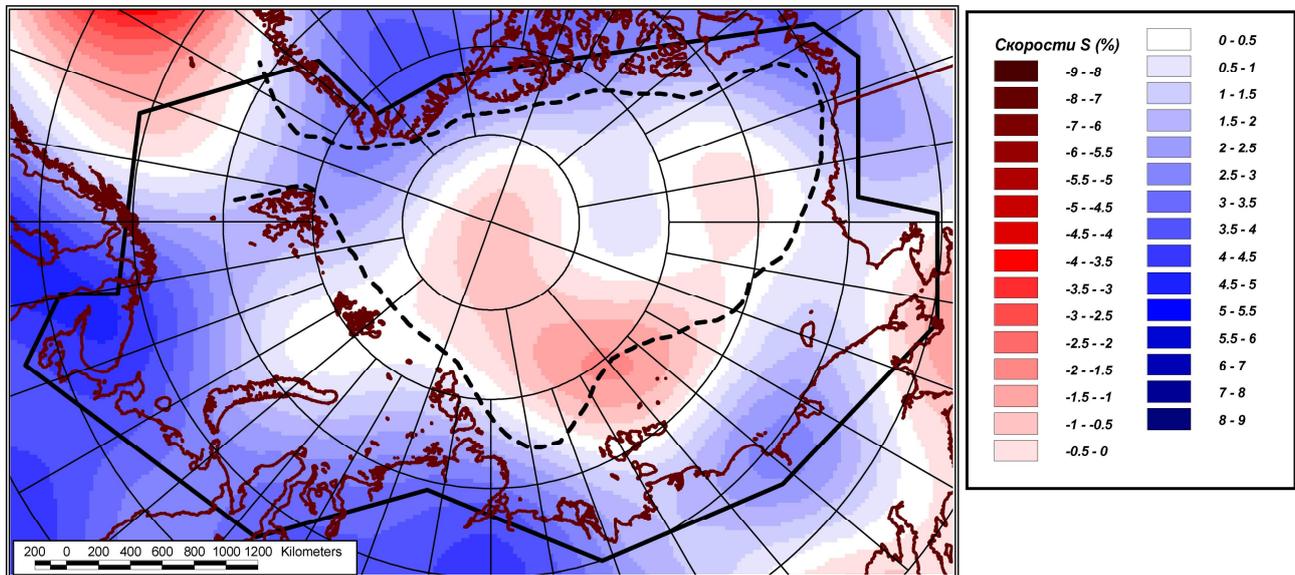


Рис.8. Томография по S-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (Grand et al., 1997; Becker, Boschi, 2001). Пунктирная линия - бровка шельфа.

### 3.8 Томография по P-волнам

Томография по P-волнам (рис.9) построена по данным [van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001]. Для изучения геодинамики коры и верхней мантии выбран самый верхний срез модели HWE97r от 0 до 100 км, рассчитанной ее авторами для блоков  $2^\circ \times 2^\circ$  и представленной сферическими гармониками до 31 порядка. Матрица значений томографического среза была пересчитана на сетку  $25 \times 25$  км. Так же, как и в случае поперечных волн, продольные волны должны отражать термальное состояние недр и томография по ним должна быть сходна с томографией по поперечным волнам. Однако на практике это не так. По данным [Becker, Boschi, 2001] коррелируемость S- и P- моделей возрастает к средней части мантии (более 1000 км), что демонстрирует сходство причин, формирующих вариабельность параметров. В верхней части мантии и на поверхности поведение S- и P- моделей сильно отличается. Если картину по S-моделям объяснить непротиворечивым образом удастся, то распределение значений по P-моделям нуждается в привлечении к рассмотрению других вариантов интерпретации источников вариаций скоростей. На наш взгляд таким источником может являться наличие напряженного состояния литосферы и (или) сопряженной с ней системы трещиноватости, вызывающей специфическую картину распределения максимумов и минимумов на карте (см. рис.9). Минимумы этого параметра концентрируются вдоль коллизионных зон Земли, а максимумы расположены в тылу коллизионных зон. В этих зонах существует макротрещиноватость, расположение которой в плане не совпадает с направлением сил, формирующих коллизионные области. Возможно, именно она является «тормозящим» фактором для продольных волн. Данный параметр отражает напряженное состояние среды и сопряженную с ней систему разломов, по которым происходит разгрузка напряжений. Таким образом, он формирует комбинацию 2-ой и 3-ей групп параметров, поскольку показывает и энерговыделение в среде, и результат действия сил. По обеим категориям параметр является «суррогатным». Отсутствие устоявшейся региональной геодинамической интерпретации данного параметра делает его рассмотрение в контексте остальных параметров более интересным.

В настоящее время существуют модели распределения вариации скоростей Р-волн в литосферном слое Арктики [Яковлев и др., 2012] существенно более детальные, чем используемая HWE97p. Привлечение таких моделей к расчетам многомерной статистики желательно в сочетании с аналогичными по детальности моделями других томографических параметров - вариаций скоростей S-волн и поверхностных волн Лява, что нереально из-за отсутствия таковых. Кроме того, набор покрытий, аналогичный данной статье уже использовался в расчетах на литосферу Атлантики [Sokolov et al., 2008], и район этих расчетов перекрывается с Арктикой в районе северного сегмента САХ. Это дает возможность произвести стыковку результатов кластерной классификации субрегионов единого Атлантико-Арктического сегмента мирового океана.

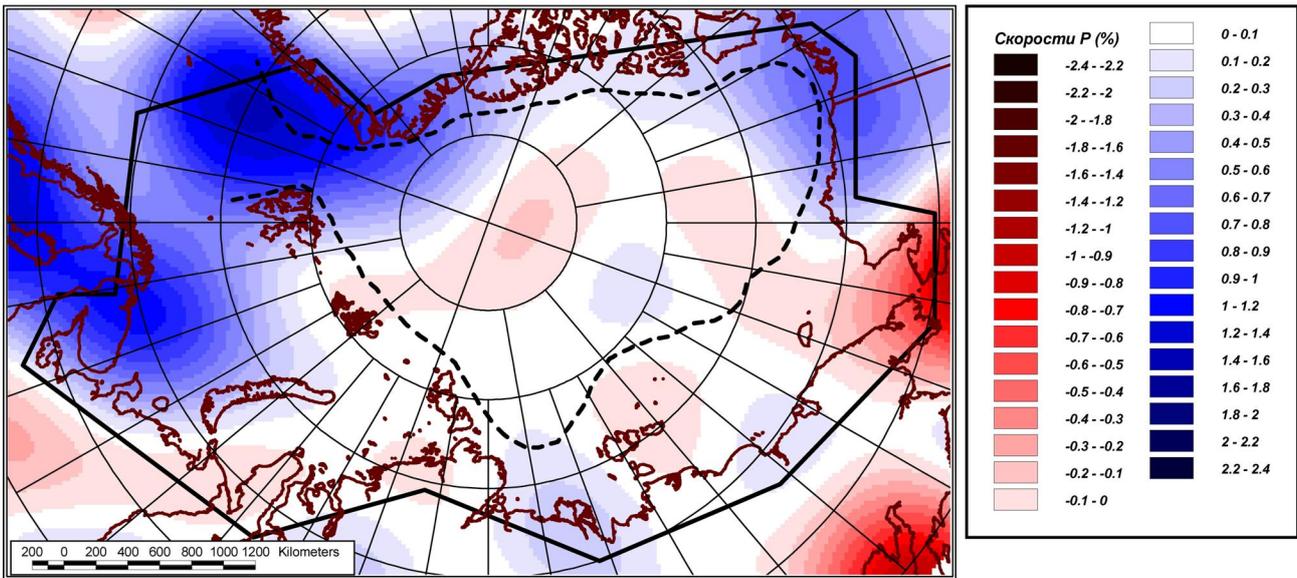


Рис.9. Томография по Р-волнам для слоя от 0 до 100 км по данным (van der Hilst et al., 1997; Becker, Boschi, 2001). Пунктирная линия - бровка шельфа.

### 3.9 Плотность суммарного сейсмического момента

Данный параметр (рис.10) представляет собой расчет суммарной выделившейся энергии землетрясений. Расчеты проводились по выборке севернее  $60^\circ$  [ANSS, 9 декабря 2010] для событий с магнитудой выше 3 для слоя от 0 до 100 км. Во время расчета использовался подход, приведенный в [Болдырев, 1998]. Для каждой ячейки проводилось суммирование выделившейся энергии попавших в нее событий по формуле:

$$M = (10^{(17.1 + 1.3 \cdot (\text{Mag} - 5))}) / 10^{+13} \quad [\text{Дж} \cdot 10^{+13}],$$

где  $M$  – суммарный момент,  $\text{Mag}$  – магнитуда в баллах по шкале Рихтера. После расчета суммарного момента, был проведен расчет плотности момента на  $\text{км}^2$  с учетом площади ячеек. Итоговая размерность величины отображенной на карте (см. рис.10) –  $[\text{Дж}/\text{км}^2] \cdot 10^{+13}$ .

Данный параметр имеет крайне неравномерное распределение на изучаемой площади. Кроме того, вдоль СОХ выделяется не более 5% всей сейсмической энергии планеты. Поэтому вся основная вариабельность этого параметра сосредоточена вне нашего региона, в отличии от других параметров, которые в пределах региона демонстрируют значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам. Поскольку для выбранного порога по бальности нет ограничений на регистрацию сейсмических событий по дальности, можно считать, что весь регион равномерно покрыт значениями данного параметра, только на большей части площади он равен нулю. Плотность сейсмического момента является прямым параметром 2-ой группы, отражающей энерговыделение.

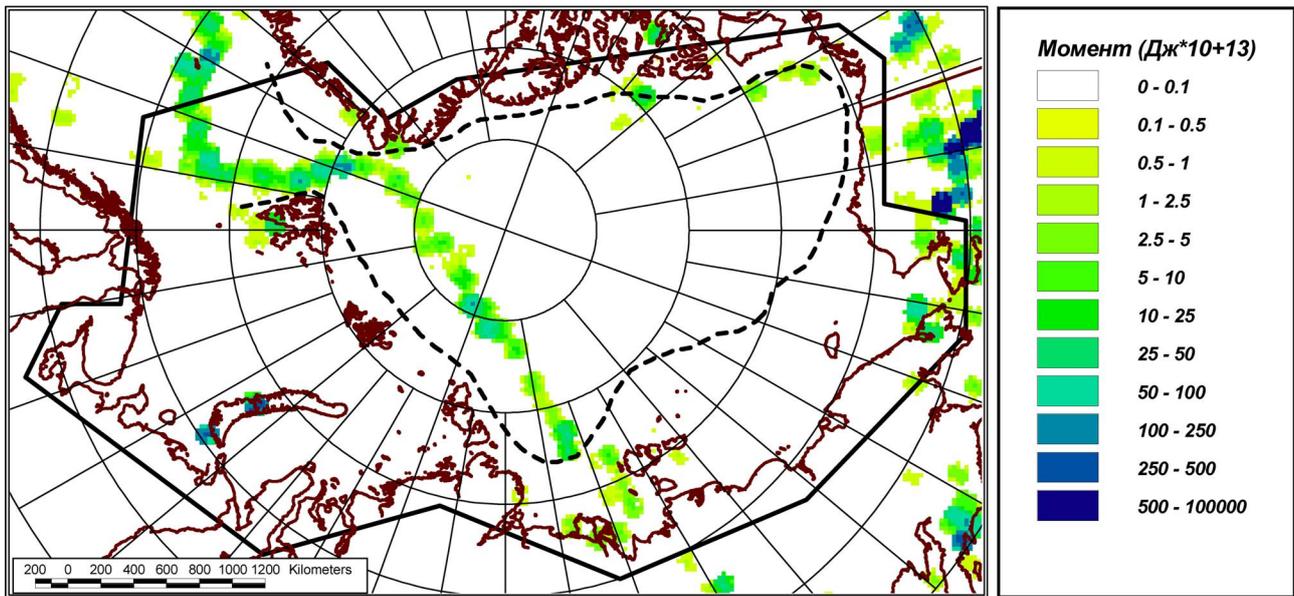


Рис.10. Плотность суммарного сейсмического момента  $[\text{Дж}/\text{км}^2] \cdot 10^{+13}$  для событий в слое от 0 до 100 км по данным (ANSS Earthquake Composite Catalog. 2010. <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/> , выборка 09.12.2010). Пунктирная линия - бровка шельфа.

### 3.10 Аномальное магнитное поле

Данный параметр представлен результатами обработки материалов EMAG2 [Maus et al., 2009] (рис.11). Авторами этого покрытия представлены карты аномалий полного вектора, вертикальной компоненты и модуля полного градиента аномального поля. В данной работе для расчетов используется последний параметр. Модуль полного градиента аномального поля (или аналитический сигнал) обладает тем преимуществом, что в нем отсутствует знакопеременный характер поля, возникающий из-за переменного направления намагничивающего поля, и он максимально отображает собственно свойства вещества коры. Это обстоятельство сильно облегчает интерпретацию. Данный параметр пропорционален концентрации магнитоактивных минералов в литосфере и отражает факторы, формирующие вариабельность этой концентрации. Такими факторами могут быть положение глубины изотермы Кюри, наличие зон серпентинизации, зон интенсивного магматизма, отличающегося по составу от прилегающих территорий и т.д. Другими словами, аномальное магнитное поле (АМП) является «суррогатным» по свойствам 2-ой группы – энерговыделению, и отчасти, по свойствам 1-ой группы – геометрии глубинных границ.

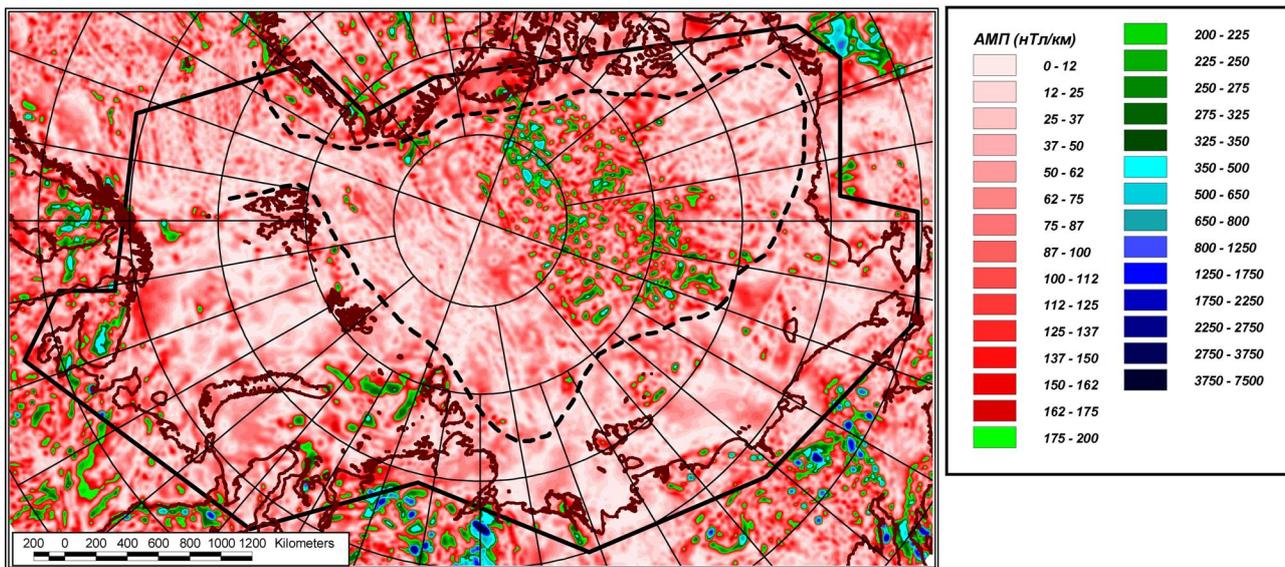


Рис.11. Модуль градиента аномального магнитного поля (АМП) по данным EMAG2 (Maus et al., 2009). Пунктирная линия - бровка шельфа.

#### 4. Описание методики

##### 4.1 Кластерный анализ (общие понятия)

Кластерный анализ – метод многомерной статистической классификации, основанный на выделении компактных групп измерений (устойчивых сочетаний параметров в многомерном пространстве) и определении геометрии этих групп для оценки расстояний между их центрами и определения предела, разделяющего пространство на принадлежность к той или иной группе. В результате применения анализа исходная совокупность точек в многомерном пространстве (по числу используемых для классификации параметров – в нашем случае 10-ти мерном) разделяется на кластеры или группы схожих между собой объектов. Под объектом понимается элементарная ячейка 25x25 км, которой присвоены значения 10-ти параметров. Под кластером обычно понимают группу объектов (в нашем случае область коры и верхней мантии), обладающую свойством плотности – компактного сосредоточения использованных параметров для некоторой области пространства. При этом считается, что плотность объектов, или другими словами – сходство свойств внутри кластера выше, чем вне его. То есть кластер может быть описан некоторым центром, дисперсией (эффективным радиусом) в пределах своих очертаний, имеющих форму гиперсферы, отделимостью от других кластеров. Конечно, данное определение метода не является строгим, но оно четко определяет его свойства и задачи, в большинстве своем интуитивно понятные.

В данной работе вычисления проводились в программной среде STATISTICA после загрузки в нее подготовленных данных. Это означает, что авторам не известны детали реализованных в программе алгоритмов. Известна только общая методика проведения классификации, регулируемая параметрами, вынесенными разработчиками в пользовательское меню. Главным параметром является количество кластеров  $N$ , на которые мы хотим разделить все множество объектов. Выбор оптимального числа кластеров будет обсужден позже в п.4.2.

Исходными данными для расчетов являются стандартизованные параметры (см. п.3) для каждой ячейки (см. п.6.1), представленные в виде таблицы, где столбцы являются значениями одного из 10 параметров для каждой из строк, которые соответствуют ячейкам. Далее в многомерном пространстве вычисляется матрица расстояний между каждой парой объектов и алгоритм при заданном числе желаемых кластеров  $N$  начинает делить все множество на это

количество кластеров. Общий смысл процедуры выглядит так. Задавшись мерой (радиусом), заведомо превышающим все облако сосредоточения объектов так, что от каждого объекта можно этой мерой достать до любого другого, алгоритм начинает его уменьшать до тех пор пока из общего облака не начнут обособляться плотные группы, доступ из которых друг к другу при текущем значении меры уже невозможен.

Описанный выше программный метод выделения областей в многомерном пространстве с повышенной концентрацией точек максимально приближен к аналогичному действию, выполняемому визуально или вручную для обычного 3-х мерного или 2-х мерного случаев. Другими словами он имеет предельно простой физический смысл, переложенный в компьютерный код и не усложненный дополнительными факторами обработки типа весов параметров. Метод называется k-средних (k-means clustering), и какой именно алгоритм для его вычисления реализован в программной среде STATISTICA неизвестно. Поскольку соответствующий модуль программы прекрасно справляется с тестовыми задачами, авторы не предполагают использование других программных сред или написания собственных модулей.

#### ***4.2 Подход к определению критериев достижения результата***

Из краткого описания метода ясно, что нашей задачей является разбить все объекты на устойчивые и четко обособленные статистические группы числом  $N$ , по возможности большим, каждая из которых характеризуется определенным сочетанием всех параметров. Очевидно, что в первую очередь, будут выделяться группы, с ярко выраженными экстремумами по какому-либо из параметров. Только после появления групп, образованных за счет максимальных значений или значений занимающих главный диапазон варибельности каждого из параметров, начинается деление по менее выраженным вариациям. На этом этапе необходимо зафиксировать момент, когда прекратится принципиальное деление по статистически различимым средним значениям в выделяемых областях и начнется деление «принудительное», т.е. выделение кластеров, отличающихся друг от друга на малую величину, соизмеримую с дисперсией или инструментальной погрешностью параметра в пределах обособленной зоны. Этот момент соответствует состоянию, когда процедура анализа заканчивает оценку линейной гетерогенности среды и переходит к анализу рассеянной гетерогенности. В этом случае геодинамическая интерпретация отдельных кластеров на наш взгляд будет уже бессмысленна и анализ необходимо останавливать на текущем значении  $N$ , а разнообразие относящееся к виду рассеянной гетерогенности оценивать статистическими характеристиками типа моментов высоких порядков, единых для всей области. Критерием достижения результата будет также являться наличие физического обоснования и геологической сущности для различных параметров каждого кластера. Набор значений указанных характеристик по каждому параметру для каждого из кластеров и является решением поставленной задачи геодинамического районирования.

#### **5. Алгоритм геодинамической классификации**

Подготовка данных к кластерной классификации включает в себя создание идентичных по пространственной размерности матриц всех используемых параметров (см. п.3), стандартизацию их значений, необходимую для использования алгоритма, в котором будут рассчитываться расстояния (необходимая одинаковая размерность параметров), и загрузку данных в виде единой таблицы в рабочую программную среду.

Следующим шагом является тестирование классификации на малых значениях  $N$ , где алгоритм шаг за шагом осуществляет первичную классификацию анализируемого пространства на кластеры с очевидной геологической интерпретацией. Если начать с  $N=2$ , алгоритм производит разделение анализируемой области на океаническую и континентальную (шельфовые области). На следующем шаге ( $N=3$ ) происходит разделение шельфовой области на участки с разной мощностью осадочного чехла. На следующих шагах (до  $N=5$ ) происходит последовательное обособление переходных зон. На шаге  $N>5$  к тривиальным решениям

начинают добавляться не вполне очевидные при визуальном анализе ситуации. Например, возникает дифференциация шельфов и котловин по тепловому потоку и значениям томографических параметров. На шагах от  $N=8$  до  $N=10$  начинают возникать зоны с дифференциацией по магнитному полю и аномалиям Буге. Раньше начинает возникать дифференциация шельфов чем глубоководных частей Арктики, что говорит об их меньшей гетерогенности по исследуемым параметрам. На шагах от  $N=11$  до  $N=14$  происходит окончательная устойчивая дифференциация глубоководных зон.

Начиная с шагов  $N>20$  происходит «рассыпание» самого обширного по площади кластера глубоководных котловин на мелкие, хаотично распределенные в пространстве, группы ячеек, отличающиеся друг от друга на величины соизмеримые со средней дисперсией параметров в стандартизованном пространстве. Обвальное увеличение числа кластеров для всех зон Арктики, профили которых концентрируются в области нулевых разбросов и не отскакивают от нулевого значения на сколько-нибудь значимые величины (см. рис.12), указывает на то, что мы достигли физически обоснованного предела для кластерной классификации по имеющемуся набору данных, и дальнейшее увеличение  $N$  при асимптотическом его приближении к числу объектов (или к бесконечности – в зависимости от детальности разбиения анализируемой территории) не приведет к улучшению решения классификационной задачи.

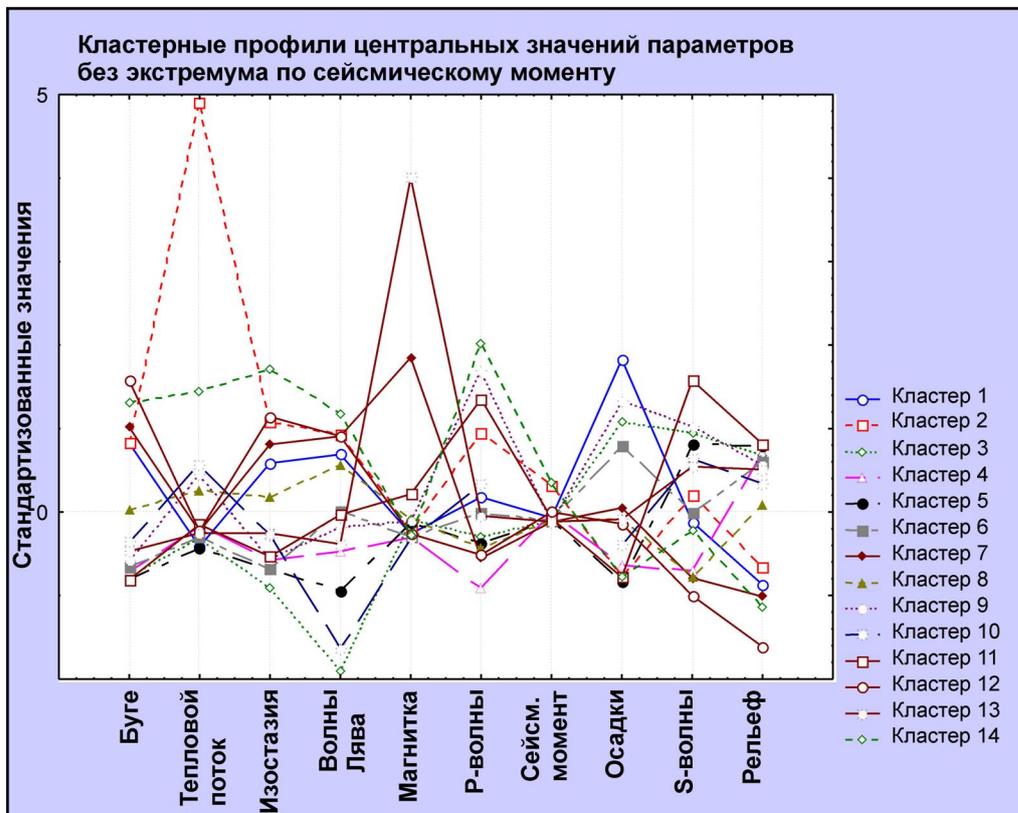
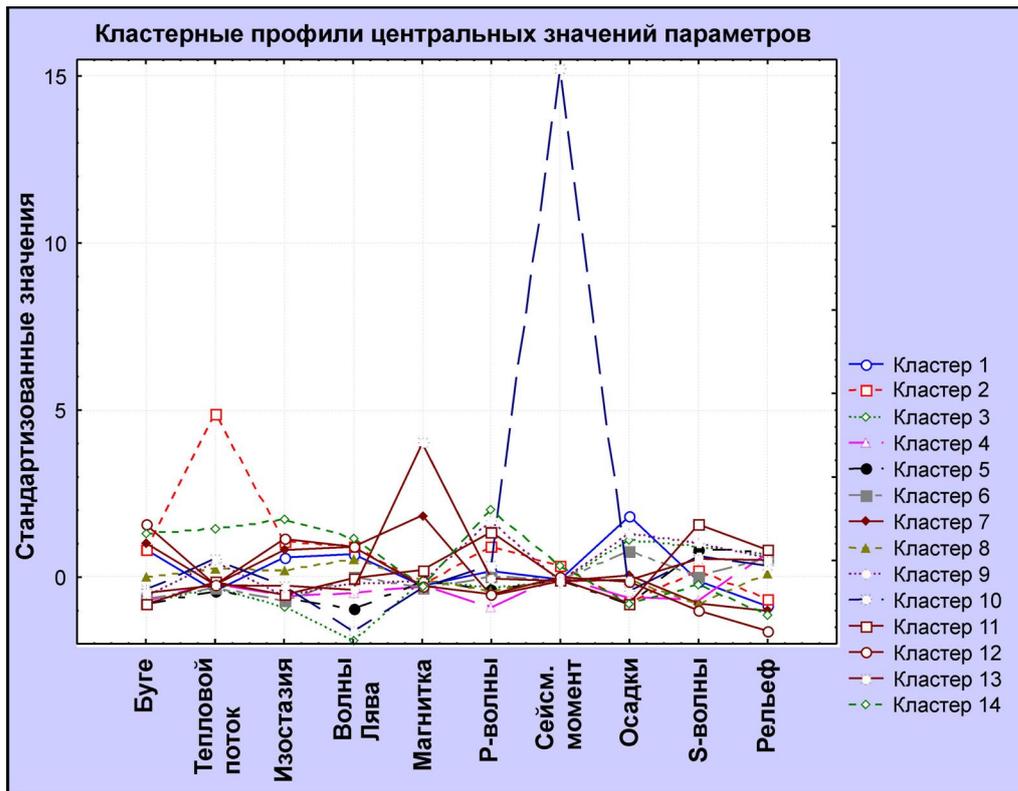


Рис.12. Кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах.

## 6. Геодинамическая интерпретация результатов

### 6.1 Кластеры геофизических параметров

В результате расчетов по методике, описанной в п. 4, по алгоритму выбора решения, описанному в п. 5, по параметрам, описанным в п. 3, получена модель статистической кластерной зональности Арктики, состоящая из 14 устойчивых сочетаний использованных параметров, которые представлены в Таблице 1. Поскольку в основе методики лежит оценка расстояний в многомерном пространстве, расчеты проводились для стандартизированной формы параметров, состоящей в приведении их к виду с одинаковой размерностью с нулевым средним и единичным разбросом. Вопрос состоит в том, должны ли мы вычислять нормирующие статистические моменты только для региона исследований или для всей Земли в целом. Авторы остановились на первом варианте, поскольку все данные, использованные в настоящей работе, имеют экстремальные значения, близкие к абсолютным минимумам и максимумам, встречающимся на Земле, кроме суммарного сейсмического момента, средние значения которого по полученным кластерам на 4-5 порядков меньше максимальных, встречающихся в островодужных зонах Тихого океана. Тем не менее, и этот параметр был нормирован по региональному значению.

На рис. 12 представлены кластерные профили центральных значений параметров в безразмерных стандартизованных координатах по расчетным параметрам. По этим профилям видно, что в кластерных сочетаниях участвуют значения каждого из параметров, отражающие практически весь главный диапазон значений  $\pm\sigma$ , равное 1. Все главные значения параметров оказываются задействованными в том или ином устойчивом сочетании – кластере. Исключение составляют сейсмический момент из-за крайней неравномерности распределения этого параметра и наличия резкого экстремума, и томографий по различным волнам из-за того, что наш район занимает преимущественно океаническую область, представленных асимметрично.

Полученная зональность в распределении сочетаний параметров, выбранных для геодинамического анализа, в конце вычислительной части исследования отображается в виде карты. Каждой ячейке 25x25 км присваивается соответствующий номер кластера, в который она попадает по результатам вычислений и эта ячейка закрашивается уникальным для данного номера цветом. В результате этой процедуры получена карта геодинамического районирования Арктики (рис. 13), являющаяся вместе с Таблицей 1 основным результатом проведенного анализа. Значительная часть дальнейшего обсуждения будет ссылаться на эту карту.

В результате нашего исследования было выделено 14 устойчивых кластеров, которые в соответствии с основными структурными зонами Северного Ледовитого океана могут быть условно поделены на 3 неравные группы:

1 - группа шельфа и континента (7 кластеров - 3, 4, 5, 6, 9, 11, 13);

2 - группа глубоководной части (3 кластера – 7, 12, 14);

3 - группа переходных зон и наложенных структур (4 кластера – 1, 2, 8, 10);

Подсчет площадей, занимаемых каждым из кластеров, приведен в таблице 2.

Всего в пределах региона охарактеризовано 13.62 млн км<sup>2</sup>. Наибольший объем занимает кластер 12 (глубоководной части) – 2 млн км<sup>2</sup> (14.7%) – котловины с максимальными значениями глубины дна, аномалий Буге и волн Лява, и средними мощностями осадков (3000 м). Минимальная площадь приходится на кластер 10 (переходных зон и наложенных структур) – 37 тыс км<sup>2</sup> (0.3%). С ним связаны максимумы выделенной сейсмической энергии.

Данное районирование не может быть получено вручную путем классификации с использованием одного или немногих параметров. Тем не менее, есть параметры, например рельеф дна или тепловой поток, влияние которых ощущается в большей степени чем других.

Таблица 1. Абсолютные значения центров кластеров и стандартные отклонения значений кластера в многомерном пространстве используемых параметров

кластер, №	аномалия Буге, мГал		тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>		Изостазия, мГал		томография по волнам Лява, %		томография по Р-волнам, %		сейсмический момент, Дж/км <sup>2</sup> ·10 <sup>+13</sup>		осадочный чехол, м		томография по S-волнам, %		рельеф, м		модуль градиента АМП, нТл/км	
	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ	центр	σ
1	165	49	56	13	29	21	0.51	1.38	0.30	0.21	0.541	3.172	8254	1628	1.12	0.77	-2331	1028	46	34
2	166	117	263	70	43	27	1.35	1.69	0.58	0.37	4.729	14.461	1430	1491	1.55	0.85	-2030	1625	49	29
3	-9	12	60	10	-11	11	-8.48	1.48	0.13	0.19	0.101	2.073	6304	1653	2.55	0.69	-55	107	57	40
4	-2	17	66	10	-2	11	-3.53	1.33	-0.08	0.18	1.148	6.640	1775	1099	0.33	0.75	-10	168	44	32
5	-13	19	55	9	-5	12	-5.17	2.12	0.11	0.10	0.151	1.407	1272	1029	2.37	0.66	89	210	55	40
6	4	19	61	15	-5	13	-1.84	1.84	0.24	0.18	0.131	1.046	5534	1440	1.27	0.69	-169	219	44	35
7	186	44	64	14	36	11	1.27	1.66	0.04	0.09	0.004	0.075	3578	1784	0.22	0.55	-2537	721	177	57
8	77	45	82	25	18	14	0.05	1.78	0.09	0.15	0.192	2.218	3198	1510	0.22	0.88	-933	714	57	35
9	12	30	90	33	-2	22	-2.51	2.56	0.85	0.21	0.038	0.263	6925	2152	2.67	0.65	-234	199	56	40
10	36	93	94	69	6	26	-7.55	4.38	0.36	0.30	164.390	72.742	2392	2262	2.14	0.75	-561	1332	43	33
11	-13	36	67	30	-1	23	-1.99	1.85	0.72	0.21	0.454	3.110	1395	1162	3.41	0.86	131	346	76	47
12	246	41	64	22	45	14	1.27	1.48	0.06	0.12	1.288	6.904	3073	1701	-0.07	0.58	-3415	602	46	28
13	24	61	63	24	6	22	-3.22	3.08	0.22	0.28	0.036	0.519	3219	2418	2.02	1.37	-313	708	310	174
14	218	51	129	37	60	14	2.21	1.59	0.96	0.32	5.026	12.041	1389	1081	1.00	0.98	-2713	838	45	29

Примечание. АМП – аномальное магнитное поле

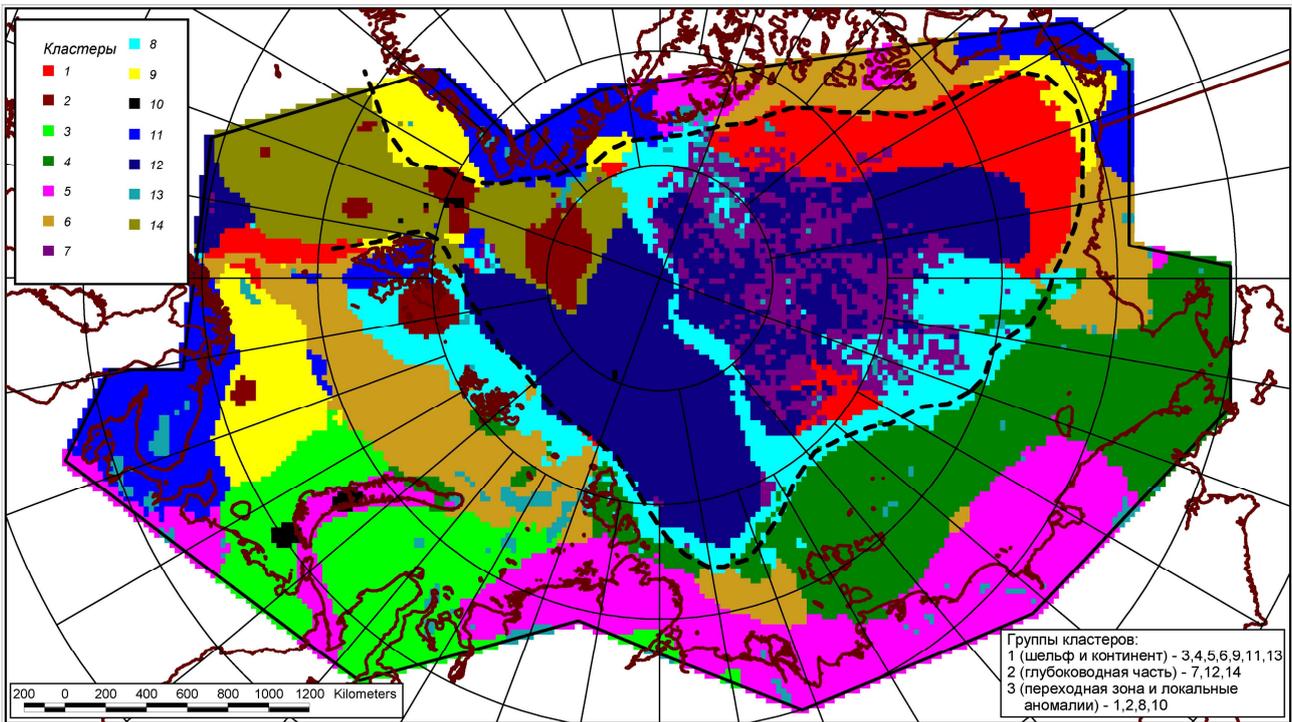


Рис.13. Геодинамическое районирование Арктического региона по результатам кластерного анализа и группы кластеров по главным структурным зонам. Пунктирная линия - бровка шельфа.

**Таблица 2. Площади, занимаемые кластерами.**

Кластер	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
<b>Число ячеек (всего 21794)</b>	1317	414	1607	2816	2929	2229	1072	1794	1105	59	1622	3206	393	1231
<b>Тыс. км<sup>2</sup></b>	823	259	1004	1760	1831	1393	670	1121	691	37	1014	2004	246	769
<b>%</b>	6.0	1.9	7.4	12.9	13.4	10.2	4.9	8.2	5.1	0.3	7.4	14.7	1.8	5.6

Полученные устойчивые сочетания параметров группируются в XY-пространстве в обширные площади, практически однородные по типу кластера внутри своего контура. Исключение составляет кластер 7 (см.рис.13), в котором основные вариации связаны с обширным плюмовым высокопродуктивным магматизмом, формирующим интенсивное мозаичное магнитное поле и специфический рельеф, свойственный асейсмичным океаническим поднятиям. Примененный метод классификации выделяет обширные площадные структуры со сходными параметрами. Протяженные структуры типа ультра-медленного хребта Гаккеля, имеющие ширину долины, не превышающую 25-30 км, а в среднем 15-17 км, при размере ячейки параметризации 25 км, могут быть пропущены классификационным алгоритмом. Надежным мы считаем выделение площади по не менее 2-3 ячейкам. Принимая во внимание, что в условиях медленного спрединга с низкой продуктивностью магматизма и низким контрастом рельефа (в сравнении со структурами других сегментов СОХ), структура коры и верхней мантии содержит меньше неоднородностей, чем в высокоскоростных условиях. Используемые в расчетах параметры и трансформанты потенциальных полей практически

идентичны по значениям на обоих флангах хребта. Это приводит к тому что абиссальная часть Евразийской котловины выглядит однородно в полученной классификации. Единственным параметром, имеющим контрастное значение на хребте Гаккеля является сейсмический момент. Но по сравнению с сильными событиями на Новой Земле, сейсмичность со средней магнитудой ~3 балла вдоль оси хребта не дает в нормированном пространстве параметров значимых экстремумов (см.рис.12). Данная ситуация могла бы быть исправлена применением весовых коэффициентов к параметрам, но этот вид регулировки процесса классификации должен иметь обоснованные количественные критерии, чтобы не приводить к целенаправленной подгонке результатов под желаемый вид. Поскольку подход к подбору весовых коэффициентов еще не обоснован, использовались однородные веса параметров.

Полученная устойчивая классификация анализируемого пространства, отличающаяся от классификации при визуальном анализе одного рельефа (по рельефу шельф имеет гораздо менее контрастное строение, чем в результате его статистического сопоставления с другими параметрами), возникает именно благодаря насыщению рельефа как геометрической характеристики другими характеристиками, связанными с энерговыделением и геометрией внутренних границ коры и верхней мантии, что и создает основу для геодинамической классификации. Отметим также, что визуальная корреляция приводит к сопоставлению параметров по хорошо выделяющимся экстремальным значениям того или иного параметра, а численная корреляция позволяет сопоставлять различные фоновые (средние по отдельным районам) значения, которые практически незаметны при визуальном анализе, но весьма важны при получении характеристик больших площадей.

### **6.2 Описание и геодинамический смысл полученных групп**

Кластерный анализ, как было сказано выше, нацелен на выявление объектов, которые имеют общие свойства по сочетанию параметров. Интерпретация полученных групп кластеров для геодинамического анализа представляется задачей, постановка которой может обосновать имеющиеся модели или повлечь за собой цепь возражений или новых вопросов.

#### **6.2.1 Группа шельфа и континента**

К данной группе относятся кластеры 3, 4, 5, 6, 9, 11, 13 (см. рис. 13, Таблица 1).

**Кластер 3.** Характерными деталями этого кластера (см. рис. 13, Таблица 1) являются средние значения для большинства параметров шельфов при самом низком значении изостатической аномалии, аномалий Буге и волн Лява и почти максимальном осадочном чехле в пределах региона. Кластер проявлен в Восточно-Баренцевоморской, Тимано-Печорской и Южно-Карской впадинах, а также - на востоке Хатангского прогиба. Таким образом, он соответствует структурам с глубоким положением подошвы осадочного чехла в пределах шельфа и континента, что создает условия для торможения поверхностных волн Лява, и в отсутствии положительных аномалий рельефа означает недостаток масс над компенсационной изостатической поверхностью.

**Кластер 4** имеет значения, которые характерны для всех шельфов по большинству параметров. К ним можно отнести отрицательные значения по волнам Лява и по Р-волнам, повышенный сейсмический момент и, практически, минимальное значение магнитного поля. Глубины шельфа в пределах данного кластера минимальны. Кластер как единое-целое формирует поле (см. рис. 13, таблица 1), которое протягивается с востока на запад от Аляски (пов. Сьюард, хребет Брукса), через Чукотское море, восток Чукотской складчатой области, Восточно-Сибирское море, включая Новосибирские острова, к кромке шельфа моря Лаптевых и, далее, на острова архипелага Северная Земля. Он проявлен также на юге Земли Франца Иосифа и на севере Новой Земли. Отрицательные значения волн Лява, видимо, отражают существование палеозойского складчатого фундамента. Низкое значение Р-волн показывает повышенную макротрещиноватость и сложное тектоническое строение. Кластер также объединяет зону

спокойного отрицательного магнитного поля, свойственную большей части территории данных шельфов и, в целом, более сейсмичен, чем другие зоны шельфа. Целостность этого кластера наблюдается во всем юго-восточном обрамлении глубоководной части Арктического региона.

**Кластер 5** характеризуется минимальными значениями аномалий Буге, волн Лява и мощностей осадочного чехла. Максимальными значениями представлен рельеф и аномалии S-волн. Остальные параметры имеют фоновые значения. Он в плане прилегает к зоне кластеров 4 и 3 (см. рис. 13, таблица 1) и является продолжением кластера 4 на сухопутные складчатые зоны. Это подчеркивается низким значениям аномалий Буге, свойственным складчатым сооружениям с корнями, и, конечно, по волнам Лява, имеющими пониженные скорости при большой мощности поверхностного слоя. Положительные значения S-волн показывают, что этот кластер имеет континентальную природу. Значения аномального магнитного поля превышают средние. Кластер встречается в Пай-Хой – Новоземельской зоне, Таймыре, южном обрамлении Восточно-Сибирского моря, а также на некоторых островах северной части Канады. Это подчеркивает сходство последних регионов.

**Кластер 6** имеет сходные параметры с кластером 3, отражающим основные осадочные бассейны шельфов, но с меньшей мощностью эффективного поверхностного слоя по волнам Лява и с более положительными значениями Р-волн, что показывает большую консолидированность и меньшую тектоническую раздробленность фундамента при среднем значении мощности осадочного чехла около 5500 м. Это показывает на более молодой возраст верхнего структурного этажа платформы, залегающего на палеозойском фундаменте (см. рис. 13, таблица 1) занимает полосу около 400 км в северной части Баренцева моря, где известны юрские рифтовые структуры, а также в море Лаптевых и на северном обрамлении Аляски и Канады.

**Кластер 9** встречается на периферии Балтийского, Гренландского и Канадского щитов (см. рис. 13, таблица 1). Его отличают значения параметров, свойственные континентальным массам: низкая аномалия Буге при повышенном среднем тепловом потоке ( $90 \text{ мВ/м}^2$ ), низкие значения изостазии и достаточно низкие значения волн Лява, что показывает большую мощность эффективного слоя, а также положительные значения S-волн. Достаточно большие значения Р-волн указывают либо на консолидированность масс, либо на напряженное состояние коры и литосферы в целом в пределах данного кластера. Мощность осадочного чехла в пределах данного кластера достигает 6900 м. Это может свидетельствовать о высоких вероятностях открытий углеводородных месторождений в указанных регионах. Последнее подтверждено открытиями газа и газоконденсата в Баренцевом море.

**Кластер 11.** Данный кластер проявлен на древних щитах: Балтийском, Гренландском и Канадском, в зоне Тимано-Печорских байкалид, а также в каледонской части Шпицбергена (см. рис. 13, таблица 1). Он по своим характеристикам весьма похож на кластер 9, но отличается более низким тепловым потоком, резко уменьшенной мощностью (до 1400 м) осадочного чехла, положительным значением высот рельефа и повышенным значением аномального магнитного поля, свойственного щитам. Пространственное расположение этого кластера и других кластеров группы шельфа и континента довольно компактное, без рассеянного облака значений, что делает выделение зон довольно надежным.

**Кластер 13.** Данный кластер имеет сходные характеристики с кластером 11, но с некоторыми существенными отличиями (см. рис. 13, Таблица 1), главным из которых является повышенное среднее значение аномального магнитного поля до 310 гамм. Этот параметр является главной особенностью кластера, но также еще необходимо выделить повышенную мощность осадочного чехла, более глубокий рельеф и большее значений аномалий Буге. Этот кластер имеет рассеянное распределение в пространстве, но встречается не в виде случайных проявлений повсеместно, а на щитах, в Белом море, в северной части Карского моря, и что весьма интересно на симметричном обрамлении Амеразийского бассейна в местах сочленения

хребтов Альфа и Менделеева с шельфами. Это возможно указывает на сходную природу магнитоактивного слоя в районе распространения данного кластера. Отметим, что основная часть котловины и хребта Альфа в данный кластер не попадает.

#### 6.2.2 Группа глубоководной части

К данной группе относятся кластеры 7, 12 и 14 (см. рис. 13, таблица 1), интерпретация которых приведена ниже.

**Кластер 12** расположен на большей части Северного Ледовитого океана. Он соответствует глубоководным котловинам Амундсена, Нансена и Канадской, а также значительной части Американо-Азиатского бассейна (см. рис. 13, Таблица 1). Кластер характеризуется следующими максимальными (или повышенными) значениями: 246 мГал - аномалий Буге (плотное состояние литосферы), 45 мГал - изостазии, сейсмического момента, глубинами рельефа (до 3415 м) и скоростей волн Лява. Его параметры отвечают тепловому потоку, характерному в среднем для Мирового океана. Мощности осадочного чехла достигают 3000 м. За исключением последнего параметра, остальные, а также отрицательные значения по S-волнам, создают типично океанический образ объекта.

**Кластер 7** по многим параметрам сходен с кластером 12. Однако, он отличается, прежде всего, мозаичным характером и высокими значениями аномального магнитного поля в Американо-Азиатской котловине, восточнее хребта Ломоносова (см. рис. 13, Таблица 1). По данным [Соколов, 2009] этот район представляет собой обширный след от действия плюмового источника магматизма в период отсутствия инверсий магнитного поля в мелу от 120 до 80 млн лет. Этот ареал асейсмичен в отличие от среднего уровня котловин, но обладает незначительно повышенным средним рельефом и пониженным до 186 мГал средним значением аномалий Буге. Подобное сочетание встречается при формировании океанической коры источником магматизма с повышенной продуктивностью [Sokolov et al., 2008]. Интересно отметить, что около континентальных окраин к ареалу кластера 7 примыкает также рассеянный кластер 13, характерный повышенным уровнем магнитного поля. Это может говорить о сходном генезисе участков коры с сильными магнитными аномалиями, происходящем от продвижения под данной территорией, включая шельф и континент, мощного мантийного плюма.

**Кластер 14** (см. рис. 13, Таблица 1) расположен в Норвежско-Гренландском бассейне (хребты Мона и Книповича с прилегающими глубоководными котловинами) и западной части хребта Гаккеля (до 550 км к северу от трога Лена). Он отличается высокими или максимальными средними значениями теплового потока ( $129 \text{ мВ/м}^2$ ), изостатической аномалии (интенсивное формирование избытка масс над компенсационной поверхностью), волн Лява (минимальная мощности эффективного поверхностного слоя), данных томографии по Р-волнам (напряженное состояние коры и литосферы), суммарного сейсмического момента (интенсивное протекание процессов аккреции коры за счет проникновением магмы вдоль СОХ и вызванной этим сейсмичности). Осадочный чехол имеет низкое среднее значение, что нормально для молодого бассейна. Для кластера характерны параметры не свойственные СОХ - низкий уровень аномального магнитного поля и положительные («холодные») значения томографии по S-волнам. Границы кластера достигают трети длины хребта Гаккеля. Низкий уровень магнитных аномалий скорее всего связан с тем, что при раскрытии бассейна (Соколов, 2011) были сформированы мощные трапповые образования выраженные в магнитном поле (см. рис.11), после которых источники магмы оказались обеднены железом, концентрация которого в составах базальтов в регионе по данным [Суцеская и др., 2010] мала и достигает 7% при фоновом около 9.5%. «Холодные» значения по S-волнам трудно объяснимы.

Подобные характеристики свойственны для молодых океанических бассейнов, раскрытие которых началось в палеоцене или олигоцене.

Профиль вдоль хребта Гаккеля (рис.14), отражает многие геофизические параметров, которые использовались в настоящей статье. По оси хребта Гаккеля наблюдается холодная

томографическая аномалия, напоминающая «слэб» с падением на запад от глубин около 700 км под морем Лаптевых до границы с ядром под центральной частью хребта. Это может являться реликтом раскрытия Амеразийского бассейна в соответствии с ротационной гипотезой [Хаин, Ломизе, 1995]. Западная часть хребта представлена на поверхности холодной аномалией, что абсолютно не свойственно системе СОХ Земли. Данная ситуация является уникальным явлением на планете и проявлена в ультрамедленных условиях спрединга. Эти факты, скорее всего, говорят о том, что спрединг в отсутствие плюмов не инициируется подведением горячего вещества, а наоборот рифтинг инициирует компенсационный подъем вещества и последующие формирование «горячих аномалий» в изначально «холодных» блоках и спрединговыми процессами. Конфигурация аномалий типа «слэб» на разрезе работает на гипотезу, по которой слэбы возникают вследствие надвигания блоков литосферы (работа ротационной гипотезы Арктики), а не подвигания или субдукции. Сейсмичность вдоль хребта Гаккеля и данного профиля представляет собой типичную картину для СОХ с увеличивающейся до 40 км глубиной гипоцентров в рассеянной сейсмичности континентальной части. В силу низкой точности определений глубины гипоцентров для слабых (~3 баллов) событий, как правило им присваиваются значения, иллюстрирующие не глубину а глубинный класс, обозначаемый одной цифровой. Например 10 км означает мелкофокусный (или коровый) класс, а 33 км глубокофокусный (или верхнемантийный) класс. Значения на этих уровнях для хребта Гаккеля составляют около 95% всех событий, а остальные, как правило, представляют собой редкие исключения для сильных и глубоких (более 33 км) событий, которые могут встречаться в пределах СОХ. Также отдельные глубокофокусные события под глубоководной частью профиля могут быть следствием расчета гипоцентра по данным низкой точности, но не отфильтрованы из-за наличия реальных глубоких событий в восточной части профиля. Кластер событий 1999 года, расположенный на хребте Гаккеля между 85° и 87° с.ш., совпадает с резкой отрицательной изостатической аномалией. Это говорит о довольно интенсивном локальном подъеме вещества, несмотря на отсутствие его контрастной выраженности и локальных аномалий в поле томографии. В детальном рельефе трога хребта в этом районе наблюдаются вулканические постройки центрального типа [Michael et al., 2003]. В зоне перехода от аномального по томографии сегмента хребта с холодной характеристикой к горячему тепловой поток увеличивается до 500 мВт/м<sup>2</sup> и выше. Данный пик скорее всего может быть объяснен сравнением с тепловым потоком в районе Шпицбергенского архипелага и баренцевоморскими аномалиями чем анализом этого параметра вдоль профиля. Аномалии теплового потока западной Арктики (см.рис.7) группируются в пространстве на территории, захватывающей фланги хребта и континентальные окраины, и формируют зону которая наложена на океанические и континентальные структуры, то есть не совпадает повсеместно и непосредственно с процессом спрединга. На восточной части хребта наблюдается слабая корреляция теплового потока с томографией по продольным волнам.

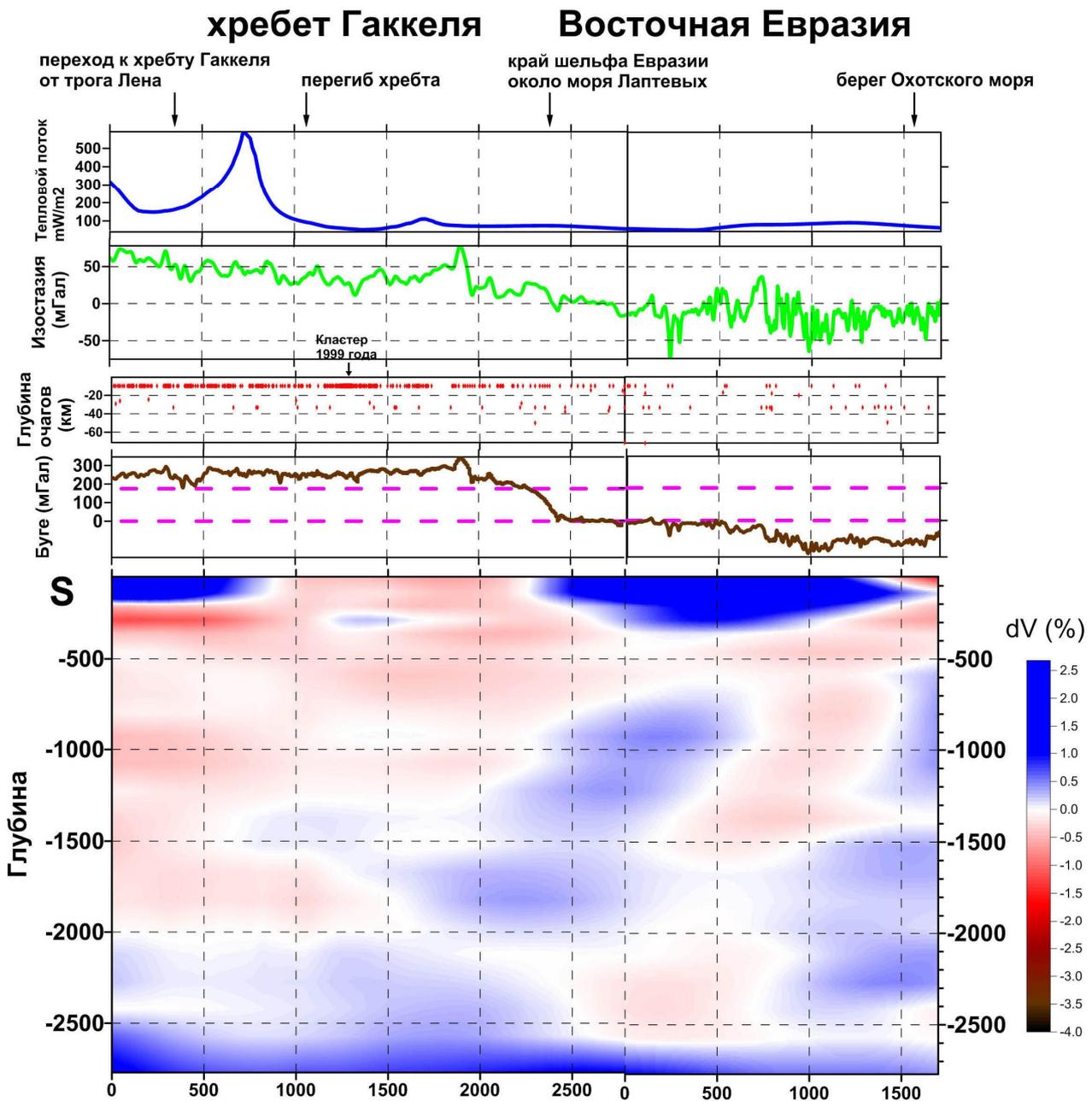


Рис.14. Профиль вдоль хребта Гаккеля с пересечением Евразии: тепловой поток, изостазия, сейсмичность, аномалия Буге, сейсмотомографический профиль по S-волнам.

Таким образом, кластер 14 покрывает территорию с весьма специфическим сочетанием параметров, которые имеют место при формировании молодого океанического сегмента в условиях масштабной трансформной системы, каковой по нашему мнению являются структуры хребта Книповича и трога Лена [Соколов, 2011]. Аналогичной по масштабу является трансформная зона Романш в экваториальной части Атлантического океана, но она в три раза более древняя. Сравнение результата кластерного анализа на Арктику с аналогичной работой на Атлантический океан [Sokolov et al., 2008] показывает, очень хорошее совпадение результатов по выделению этой зоны по совокупности тех же геофизических параметров. Также имеется совпадение и по континентальной окраине Гренландии.

### 6.2.3 Группа переходных зон и наложенных структур

К данной группе относятся кластеры 1, 2, 8 и 10 (см. рис. 13, Таблица 1).

**Кластер 1** расположен (см. рис.13, таблица 1) на континентальных склонах и подножиях Канады и запада Баренцева моря, а также в котловине Подводников, между хребтами Ломоносова и Менделеева. Его отличает мощный (более 8000 м) осадочный чехол, расположенный на субстрате с океаническими значениями таких параметров как аномалия Буге, изостазия и волны Лява. Данный кластер выделился как подтип описанных выше глубоководных обстановок с увеличенной мощностью чехла. Этот признак существенно более значим в Арктическом регионе, чем в Атлантическом океане. Обращает на себя внимание наличие этого кластера около континентального склона Восточно-Сибирского моря в непосредственном контакте с кластером 7, который, по нашему мнению, маркирует проявления плюмового магматизма. Эта ситуация благоприятна для формирования ловушек углеводородов, известных в Норвежском море.

**Кластер 2** отличается значениями параметров близкими к океаническим показателям, за исключением S-волн. Однако, для него характерно необычное сочетание максимальных средних значений теплового потока ( $263 \text{ мВт/м}^2$ ) с «холодными» блоками литосферы по томографии (см. рис.13, таблица 1). Данный кластер представляет наибольший интерес. Как говорилось выше, термальные аномалии, инициированные рифтингом, в этом районе сочетаются с «холодными» блоками литосферы по томографии. Они расположены симметрично относительно оси СОХ и, непосредственно, на оси хребта Гаккеля. Сходное сочетание параметров можно видеть в районе Шпицбергена, в котором расположен аналогичный по размеру купол. Он известен не только по измерениям теплового потока, который в 10 раз превышает фон [Хуторской и др., 2009], но и по проявлениями четвертичного вулканизма на архипелаге. Кроме того, еще один термальный купол расположен в южной части Баренцева моря. На наш взгляд эта картина хорошо иллюстрирует идею о том, что отрыв континентальных масс друг от друга инициирует компенсационные восходящие потоки мантии, сопровождающиеся повышением теплового потока, и постепенным разогревом литосферы в изображении по S-волнам.

**Кластер 8** проявлен в зонах перехода от континента к океану, на хребтах Ломоносова и Менделеева, а также на Чукотском плато (см. рис.13, таблица 1). Его главной особенностью является континентальное значение аномалии Буге, океаническое значение изостазии при достаточно большой средней мощности осадочного чехла – 3200 м. Это типичные характеристики для континентальной окраины, на которой идут процессы горизонтального наращивания осадочных тел с образованием избыточных масс над компенсационной поверхностью изостатического выравнивания. Эти же параметры свойственны для хребта Менделеева и Чукотского плато. На Канадском побережье они отсутствуют. Это свидетельствует о наличии континентальной коры за бровкой шельфа в данном районе на удалении до 300 км в сторону глубоководной части [Соколов, 2009].

**Кластер 10** выделяется только в районах с экстремальным значением суммарного сейсмического момента. Он установлен на Новой Земле, хребте Гаккеля в районе группы событий 1999 года и на хребте Моллой (см. рис.13, Таблица 1). Прочие параметры в его наборе представлены средними значениями по разным зонам и особого смысла не имеют. Кластер имеет рассеянное распределение и занимает всего 0.3% по площади.

### ***6.3 Сопоставление результатов с основными представлениями о геодинамике***

#### ***Арктического региона***

Полученный набор кластеров – устойчивых сочетаний геолого-геофизических параметров - отражает геодинамические и структурные свойства основных зон глубоководной части Арктики и прилегающих шельфов и не противоречит существующей теории геодинамической истории Арктики, например [Хаин, 2000]. По совокупности представлений об Арктике раскрытие глубоководной части шло в два этапа: раскрытие Американо-Сибирского бассейна

от 157 до 140 (120) млн. лет (по некоторым данным могло идти до 80 млн лет) и раскрытие Евразийского бассейна от 56 млн лет до современного этапа. Наши результаты дают ряд дополнений к имеющимся представлениям. Дифференциация шельфов, полученная нами базируется на параметрах, которые отражают сочетание осадочного чехла разной средней мощности и фундамента с различной степенью тектонической макротрещиноватости при разном тепловом потоке, сейсмичности и наличию намагниченных тел.

Более значимым результатом является вариация самого распространенного глубоководного кластера 12 (см.рис.13). Наличие рассеянного кластера 7 с высоким магнитным полем, наложенного на котловины показывает, что при раскрытии Амеразийской котловины под осью спрединга функционировал плюм, создавший локальные структуры коры с повышенной мощностью базальтового слоя за счет высокопродуктивного магматизма. Наличие симметричных структур в рельефе [Соколов, 2009], имеющее множество аналогов в районах с доказанным наличием плюмов под спрединговой системой, указывает на правильность ротационной гипотезы для этой части Арктики. Присутствие аномалии типа «слэб» на данных по сейсмоотографии по S-волнам под осью хребта Гаккеля с падением на запад говорит, скорее всего о том, что дрейф континентальных масс по периферии Арктики являлся следствием их самостоятельного движения с надвиганием на встречный субстрат а не результатом расталкивания блоков растекающимся на поверхности в центре бассейна плюмом. Ширина плюмовых маркеров везде гораздо меньше размеров континентальных блоков, которые участвуют в дрейфе.

Другой вариацией кластерных характеристик глубоководного пространства является зона в районе хребтов Мона, Книповича и западной части Гаккеля. Она устойчиво выделяется в отдельный тип, как по Арктической классификации, так и по Атлантической. Ее особенностями является «холодная» приповерхностная аномалия по S-волнам, положительная аномалия по P-волнам, показывающая наличие напряженного состояния литосферы, и повышенный тепловой поток с сейсмичностью. Данные характеристики не противоречат спрединговой природе раскрытия Евразийского бассейна, но показывают, что раскрытие идет не за счет расталкивания континентов восходящими горячими мантийными потоками, а за счет их собственного движения, открывающего пространство для спрединговых процессов. При этих процессах происходит инициализация различных плюмов, которые выводят с некоторой задержкой на поверхность глубинное тепло и магму для наполнения процесса аккреции океанической коры. Термальные купола формируют довольно четкие пары, симметричные относительно оси СОХ, что подтверждает характер горизонтального расхождения, но встречаются также и в наложениях на континент. В любом случае эти явления не имеют протяженности вдоль всей оси раскрытия, чтобы обеспечивать расталкивание континентальных блоков. Описанное выше сочетание параметров имеет место в сочленении Арктического и Атлантического сегментов Мирового океана по трансформной системе длиной около 1100 км. Сходное сочленение крупных океанических сегментов имеется только в разломной зоне Романш. Природа сил, разводящих континентальные блоки в данной работе не обсуждается.

### **Выводы**

1. Районирование земной коры и верхней мантии Арктического региона методом кластерного анализа позволяет выделить следующие устойчивые группы, существование которых подкреплено геологическими особенностями:

- 1 - группа шельфа и континента (7 кластеров - 3, 4, 5, 6, 9, 11, 13), показывающая существенную неоднородность комбинаций осадочного чехла и фундамента выраженных в использованных для классификации параметрах;
- 2 - группа глубоководной части (3 кластера – 7, 12, 14), показывающая характеристики абиссальных областей, наложенных на них

магматических структур и зон перехода между крупными океаническими сегментами;

- 3 - группа переходных зон и наложенных структур (4 кластера – 1, 2, 8, 10), показывающая дифференциацию сочленения океан-континент и специфические наложенные условия, реализованные в локальных областях.

2. Дифференциация шельфовых зон заключается в выявлении нескольких устойчивых сочетаний осадочного чехла разной средней мощности, фундамента с различной степенью тектонической макротрещиноватости и напряженного состояния, разного теплового потока, наличию различно намагниченных тел и различного уровня гравитационных аномалий, отражающих характер геометрии нижнего структурного этажа коры и верхней мантии.

3. В пределах глубоководных зон выявлены сочетания аномально «холодных» по S-волнам блоков с повышенным уровнем теплового потока, сейсмичности и уровня аномалий по Р-волнам, совпадающие с кластерными данными по Атлантике. Данное сочетание параметров существует в окрестностях трансформной зоны, сочленяющей Атлантический и Арктический сегменты и указывает на пассивный характер спрединговых процессов, формирующих новообразованную океаническую кору в доступном пространстве.

4. Наложённые термальные купола имеют симметрию относительно оси СОХ, что указывает на расхождение континентальных блоков, но не объясняет природу сил, приводящих к спредингу. Кроме того, термальные купола связанные с данной системой, могут возникать и на прилегающих континентах.

5. Обрамление евразийского шельфа и хребта Ломоносова представляет собой симметричную пару в одном кластере с континентальными признаками. Аналогичные признаки прослеживаются вдоль переходной зоны к северу от Восточно-Сибирского моря и отсутствуют вдоль побережья Канады.

Работа выполнена в рамках темы «Оценка связи рельефа дна Атлантического и запада Северного Ледовитого океанов, деформаций осадочного чехла, процессов дегазации и опасных геологических явлений с геодинамическим состоянием коры и верхней мантии» (государственная регистрация № 01201459183), а также при поддержке грантов РФФИ 15-05-05888, 13-05-12076 офи\_м, 14-05-00122, программ Президиума № I.18П, I.43П, II.3П, и научной школы НШ\_5177.2012.5.

### **Литература**

*Белюсов В.В.* Основы геотектоники. М.: Недра. 1975. 264 с.

*Болдырев С.А.* Сейсмогеодинамика Срединно-Атлантического хребта. М.: Национальный геофизический комитет РФ. 1998. 124 с.

*Деминицкая Р.М.* Кора и мантия Земли. М.: Недра, 1967. 280 с.

*Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И.* Палеогеодинамика. М.: Наука, 1993. 192 с.

*Югансон Л.И., Болтышев Г.Ю.* О гетерогенности земной коры западной Евразии // Вестник ОГГГН РАН. 2000. № 4(14) С.1-13.

*Кулаков И.Ю., Гайна К., Добрецов Н.Л., Василевский А.Н., Бушенкова Н.А.* Реконструкции перемещений плит в арктическом регионе на основе комплексного анализа гравитационных, магнитных и сейсмических аномалий // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. №.8. С. 1108-1125.

*Павленкова Н.И.* Эндогенные режимы и структура земной коры и верхней мантии //Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С. 253-273.

- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г.* О методе выявления современных эндогенных режимов //Строение и эволюция тектоносферы. М.: ИФЗ АН СССР. 1987. С. 274-301
- Рейснер Г.И., Рейснер М.Г.* Эндогенные режимы Европы //Современная геодинамика и глубинное строение территории СССР. М.: Наука. 1990. С. 40-47
- Соколов С.Ю.* Тектонические элементы Арктики по данным мелкомасштабных геофизических полей // Геотектоника. 2009. № 1. С. 23-38.
- Соколов С.Ю.* Тектоническая эволюция хребта Книповича по данным аномального магнитного поля // Доклады РАН. 2011. Т. 437. № 3. С. 378–383.
- Соколов С.Ю.* Деформации осадочного чехла экваториальной Атлантики и их сопоставление с потенциальными полями // Тектоника и геодинамика континентальной и океанической литосферы: общие и региональные аспекты. Материалы XLVII Тектонического совещания. М.: ГЕОС, 2015. Т.2. С.172-175.
- Суцевская Н. М., Пейве А. А., Беляцкий Б. В.* Условия формирования слабо обогащенных толеитов в северной части хребта Книповича // Геохимия. 2010. № 4. С. 1–18
- Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: МГУ. 1995. 480 с.
- Хаин В.Е.* Тектоника континентов и океанов (2000 год). М.: Научный мир. 2001. 605 с.
- Хуторской М.Д., Леонов Ю.Г., Ермаков А.В., Ахмедзянов В.Р.* Аномальный тепловой поток и природа трогов в северной части Свальбардской плиты //Докл. РАН. 2009. Т.424. № 2. С.227-233
- Яворский Б.М., Детлаф А.А.* Справочник по физике для инженеров и студентов вузов. М.: Наука. 1974. 944 с.
- Яковлев А. В., Бушенкова Н.А., Кулаков И.Ю., Добрецов Н.Л.* Структура верхней мантии Арктического региона по данным региональной сейсмотомографии // Геология и геофизика. 2012. Т. 53. №.10. С. 1261-1272.
- ANSS Earthquake Composite Catalog. 2010. <http://quake.geo.berkeley.edu/anss/> (last accessed 09.12.2010).
- Becker T.W., Boschi L.* 2002. A comparison of tomographic and geodynamic mantle models. *Geochemistry Geophysics Geosystems G<sup>3</sup>*. V. 3. № 10. Paper number 2001GC000168.
- Forsberg R., Kenyon S.* Gravity and Geoid in the Arctic region – the northern polar gap now filled. 2005. ([http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/agp/readme\\_new.html](http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/agp/readme_new.html)) (last accessed 05.07.2006)
- Grand, S. P., van der Hilst, R. D., Widiyantoro, S.* 1997. High resolution global tomography: a snapshot of convection in the Earth. *Geological Society of America Today*, 7(4). P 1 –7
- Hasterok D.* The global heat flow database of the international heat flow commission. University of North Dakota. 2011. (<http://www.heatflow.und.edu/index2.html> ) (last accessed 08.11.2011)
- Van der Hilst R.D., Widiyantoro S., Engdahl E.R.,* 1997. Evidence of deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, 386, 578 –584.
- IBCAO (International Bathymetric Chart of Arctic Ocean) ver.2.23, 2008. (<http://www.ngdc.noaa.gov/mgg/bathymetry/arctic/arctic.html>) (last accessed 13.01.2012)
- Larson E., Ekström G., Tromp J.,* 1999, Seismology group, Department of Earth and Planetary Sciences, Harvard University, (<http://www.seismology.harvard.edu>) (last accessed 25.06.2007)
- Laske G., Masters G.* 1997. A Global Digital Map of Sediment Thickness. *EOS Trans. AGU*. 78. F483.
- Maus, S., Barckhausen, U., Berkenbosch, H., Bournas, N., Brozena, J., Childers, V., Caratori Tontini, F.* 2009. EMAG2: A 2–arc min resolution Earth Magnetic Anomaly Grid compiled from satellite, airborne, and marine magnetic measurements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems G3*. V.10, N. 8. Q08005, doi:10.1029/2009GC002471

*Michael P. J., Langmuir C. H., Dick H. J. B., Snow J. E., Goldstein S. L., Graham D. W., Lehnert K., Kurras G., Jokat W., Mu. R., Edmonds H. N.* 2003. Magmatic and amagmatic seafloor generation at the ultraslow-spreading Gakkel ridge, Arctic Ocean. *Nature*. V. 423.

*Sandwell D.T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *Journal of Geophysical Research*, VOL. 114, B01411, doi: 10.1029/2008JB006008, 2009

*Sokolov S.Yu., Sokolov N.S., Dmitriev L.V.* 2008. Geodynamic zonation of the Atlantic Ocean lithosphere: Application of cluster analysis procedure and zoning inferred from geophysical data. *Russian Journal of Earth Sciences*. V. 10. ES4001, doi:10.2205/2007ES000218, P.1-30