

# ПЛОТНОСТНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ТРАНСФОРМНОГО РАЗЛОМА ЭНДРЮ БЕЙН

**Зотов Л.В., Корякин Е.Д.**

Государственный Астрономический Институт имени П.К. Штернберга  
МГУ имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

Поступила в редакцию 07.09.2009. Адрес для переписки: 119992, г. Москва  
Университетский пр. 13, ГАИШ МГУ; тел. (495)9395024,  
e-mail:tempus@sai.msu.ru

## **Аннотация**

По данным гравиметрических наблюдений, выполненных в 2006 г. в ходе 23-й геофизической экспедиции НИС “Академик Николай Страхов” ГИН РАН к зоне трансформного разлома Эндрю Бейн в Индийском океане, построена плотностная модель поперёк Западного желоба. Вычислена предполагаемая толщина земной коры.

Ведётся работа по созданию программного пакета для он-лайн обработки гравиметрических наблюдений на борту судна. Такой пакет, на основе данных гравиметра, бортовой навигационной системы, гирокомпаса, октана и др. приборов позволит в реальном времени анализировать сигналы, определять поправки и вычислять аномалию силы тяжести.

## **Введение**

23 Геофизическая экспедиция научно-исследовательского судна (НИС) “Академик Николай Страхов” ГИН РАН проходила в январе-апреле 2006 г. В экспедиции вместе с российскими учеными принимали участие исследователи из Италии и США [7]. Основной задачей было комплексное изучение трансформного разлома Эндрю Бейн в Индийском океане. Этот трансформный разлом расположен в районе соединения Африкано-Антарктического (ААХ) и Западно-Индийского (ЗИХ) сегментов срединно-океанического хребта в области медленного спрединга (16 мм/год), связанного с дивергенцией Африканской и Антарктической плит. Активная зона разлома Эндрю Бейн является одной из самых древних (56 млн. лет), протяженных (750 км) и широких (120 км) в Мировом океане. В 1942 г. в центре мегатрансформа Эндрю Бейн было зафиксировано мощнейшее сдвиговое землетрясение ( $M_s$  8.1) [4, 9].

В данной работе представлены результаты обработки этих

наблюдений, описана методика и алгоритм работы программного комплекса для гравиметрической обработки наблюдений в реальном времени. Представлены результаты плотностного моделирования.

### **Аппаратура и методика работ**

Для получения гравиметрических данных использовались морские набортные гравиметры ГМН-К, установленные на гиromаятниковых платформах. Для перевода высокочастотных вертикальных ускорений в динамический диапазон и их фильтрации в гравиметре ГМН-К используется жидкостное демпфирование чувствительного элемента вязкой кремний-органической жидкостью. Гравиметр ГМН-К – астазированный, с упругой обратной связью. Отклонения чувствительного элемента от начального положения измеряется с использованием светочувствительного дифференциального фоторезистора, отфильтрованный сигнал которого управляет микродвигателем. Двигатель реверсивного типа осуществляет подкрутку микровинта, связанного с пружиной, воздействие которой выводит чувствительный элемент в исходное положение. Положение микровинта измеряется двумя вольтметрами. Их измерения передаются в компьютер, оцифровываются и записываются в файл, с отметкой времени каждые 15 сек. Диапазон гравиметра устанавливается с использованием диапазонного винта и пружины, в соответствии с предполагаемым диапазоном изменений силы тяжести в исследуемом районе. Температура гравиметра поддерживается постоянной посредством термоэлемента [1].

Гиросtabilизация необходима для удержания корпуса гравиметра в вертикальном положении, что уменьшает влияние горизонтальных ускорений. Вращение четырех попарно связанных по диагонали гиromоторов увеличивает момент инерции гиropлатформы, так что она поддерживается в горизонте с точностью в несколько угловых минут даже в случае, когда ускорения достигают величин порядка  $1 \text{ м/сек}^2$  [3].

В экспедиции использовалось три гравиметра, однако на некоторых

интервалах времени из-за штормов работали не все. Наилучшая возможная точность измерений с гравиметрами ГМН-К составляет 0.2 мГал. Рассчитывать на такую высокую точность в данной экспедиции не приходится из-за температурной нестабильности, штормов и длительного периода работы приборов.

Для исключения эффекта Этвеша использовались измерения GPS-системы Navstar и гирокомпаса. Измерения выполнялись набортными средствами и записывались в файл с секундным временным разрешением. Для исключения эффекта кросс-каплинг использовалось усреднение измерений двух гравиметров, установленных друг напротив друга. Смещение нуля вычислялось на основе измерений, выполненных во время стоянок в порту Кейптаун в начале и в конце экспедиции. Для исключения временной задержки и сглаживания данных использовалась процедура корректирующего сглаживания, разработанная В.Л. Пантелеевым [3, 7]. Эта процедура может быть использована вместо регуляризации. Фильтр может быть получен, если известна модель гравиметра как динамической системы и известны частотные характеристики искомого сигнала. В вычислениях использовались модель динамической системы первого порядка с постоянной времени 300 сек и фильтр низких частот с частотой среза  $0.05 \text{ сек}^{-1}$ . Относительные значения гравитационных аномалий в свободном воздухе вычислялись с использованием модели нормального поля Морица 1984 г. [5, 8].

В результате обработки гравиметрических измерений были получены аномалии силы тяжести в свободном воздухе вдоль основных галсов. Они сопоставлены с аномалиями в свободном воздухе, взятыми из карты морских гравитационных аномалий минутного разрешения Sandwell, Smith V16.1 [10], полученной на основе спутниковой альтиметрии. По ним выполнена абсолютная привязка. Согласие, в среднем, находится в пределах нескольких мГал. Спутниковые аномалии не содержат высоких частот, присутствующих в бортовых наблюдениях. Типичный пример

гравитационных аномалий вдоль галсов представлен на рис. 1 сверху.

Выполнено сравнение аномалий в свободном воздухе с рельефом дна. На рис. 1 внизу представлены глубины для соответствующих галсов, измеренные с помощью эхолота. Они сопоставлены с глубинами, взятыми из топографической карты минутного разрешения GTOPO V9.1 [10]. Поскольку эта карта получена на модельной основе, в основном, по данным альтиметрии, она расходится с измерениями эхолота и не может считаться точной. В то же время, для большинства галсов наблюдается четкая корреляция между глубинами под килем по данным эхолота и гравитационными аномалиями в свободном воздухе.

Аномалии Буге, вычисленные из наблюдений для значений плотностей коры  $2.67 \text{ г/см}^3$  и солёной воды  $1.03 \text{ г/см}^3$ , представлены на рис. 2. Для большинства галсов аномалии Буге находятся в антикорреляции с рельефом, что может быть вызвано эффектом изостазии или выбором значений плотности. На рис. 2 изображены также аномалии Буге, вычисленные по спутниковым значениям глубин GTOPO V9.1 и гравитационных аномалий в свободном воздухе. “Спутниковые” аномалии Буге не могут считаться достоверными, в основном, из-за ошибок спутниковых глубин и представлены лишь для доказательства необходимости непосредственного изучения интересных районов на судах.

### **Плотностное моделирование**

На основе гипотезы изостазии без учета аномалий мантии была вычислена толщина коры, в предположении корреляции с ней рельефа и антикорреляции аномалий Буге. Полученная в результате обработки по методу Р.М. Деменицкой [1], толщина коры вдоль галсов нанесена на топографическую карту и представлена на рис. 3.

На рис. 1 и 2 справа представлен единственный галс *л*, проходящий поперек разлома. На нем выполнялось магнитное профилирование, однако оно не было полностью завершено из-за разыгравшегося шторма, заставившего увести корабль с галса и взять курс носом на волну. Тем не

менее, как видно из рис. 3, двигаясь по галсу  $l$  с юга-востока на северо-запад, удалось провести измерения над частью Восточного медианного хребта, Центральным желобом, Центральным медианным хребтом и самым глубоким Западным желобом. Было решено попытаться выполнить плотностное моделирование для Западного желоба.

Плотностная модель поперек разлома строилась на основе метода Е.Д. Корякина с учётом разуплотнения в третьем слое океанической коры [2]. Для учета суммарного гравитационного эффекта 1-го осадочного и 2-го базальтового слоев земной коры использовалась формула притяжения прямоугольного параллелепипеда с основанием равным  $2a$ , верхней границы на глубине  $z_1$  и нижней – на глубине  $z_2$  (ось  $z$  направлена вертикально вниз). В этом случае, вклад блока коры в аномалию Буге выражается формулой

$$\Delta g = 4f\Delta\sigma \left[ a \ln \frac{R_2 - a}{R_2 + a} + z_2 \operatorname{arctg} \frac{z_2 R_2}{a^2} - a \ln \frac{R_1 - a}{R_1 + a} - z_1 \operatorname{arctg} \frac{z_1 R_1}{a^2} \right],$$

здесь  $f$  – гравитационная постоянная,  $R_2 = \sqrt{2a^2 + z_2^2}$ ,  $R_1 = \sqrt{2a^2 + z_1^2}$ ,  $\Delta\sigma = \sigma_{12} - \sigma_0$  – разность плотностей пород, слагающих слой, для которого проводятся вычисления ( $\sigma_{12} = 2.67$  г/см<sup>3</sup>), и слой, расположенный выше него (океан с плотностью морской воды  $\sigma_0 = 1.03$  г/см<sup>3</sup>).

Для вычисления мощности третьего слоя та же формула разбивается на две части и из остаточной аномалии Буге (после вычитания вклада первых двух слоёв) определяется нижняя граница  $z_2$  для третьего слоя путем численного решения неявного уравнения

$$\frac{\Delta g_{ocm}}{4f\Delta\sigma} + a \ln \frac{R_1 - a}{R_1 + a} + z_1 \operatorname{arctg} \frac{z_1 R_1}{a^2} = a \ln \frac{R_2 - a}{R_2 + a} + z_2 \operatorname{arctg} \frac{z_2 R_2}{a^2}.$$

Для третьего слоя  $\Delta\sigma = \sigma_m - \sigma_3$  – разность плотностей верхней мантии  $\sigma_m \approx 3,4$  г/см<sup>3</sup> и третьего разуплотненного за счет процессов серпентинизации слоя  $\sigma_3 \approx 2.8$  г/см<sup>3</sup>.

Для бортов разломов аналогичные вычисления выполнялись с

использованием формул притяжения вертикальной ступени

$$\Delta g(x) = 4f\Delta\sigma \left[ \pi(z_2 - z_1) + 2z_2 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_2} - 2z_1 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_1} + x \ln \frac{x^2 + z_2^2}{x^2 + z_1^2} \right],$$

$$\frac{\Delta g_{\text{очн}}(x)}{f\Delta\sigma} + \pi z_1 + 2z_1 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_1} + x \ln(x^2 + z_1^2) = \pi z_2 + 2z_2 \operatorname{arctg} \frac{x}{z_2} + x \ln(x^2 + z_2^2),$$

где горизонтальная координата  $x$  – расстояния от центра желоба до места вычисления аномалий Буге бралась равной 20 км. Результаты моделирования представлены на рис. 4.

Плотностное моделирование – одна из разновидностей обратных задач. Их специфика состоит не в том, что трудно найти решение, а в том, что множество решений удовлетворяет наблюдениям. Для отбора подходящего решения необходима фильтрация с использованием критериев, сформулированных на основе дополнительных априорных сведений. Так, для нас очень полезной была бы информация о границах зон с разными скоростями звука, которая может быть получена по сейсмическим данным. Результаты сейсмического профилирования, выполнявшегося вдоль галса, говорят лишь о том, что толщина осадочного чехла составляет до 250 м. На склонах хребтов осадки практически отсутствуют. По результатам драгирования можно судить о плотностях пород, слагающих верхний слой коры. Со дна были подняты, в основном, базальты, долериты, гарцбургиты, лерцолиты.

К сожалению, объем априорных данных в нашем случае ограничен и полученная плотностная модель – лишь одно из возможных приближений к реальности. В предположении, что мощность верхних осадочного и базальтового слоёв составляет 2-3 км, нами была получено, что глубина границы кора-мантия под бортами желоба составляет 11-12 км, а под самим желобом около 10 км. Мощность коры под бортами составляет в модели около 6 км, в то время как кора под желобом примерно на 2 км тоньше. Различие аномалий Фая между бортами и желобом достигает до 100 мГал, что не удаётся полностью объяснить различием глубин океана над

ними. Поэтому в аномалиях Буге наблюдается антикорреляция с рельефом и некоторое превышение уровня над желобом по сравнению с уровнем над бортами на 20-50 мГал. Такая картина вполне может являться следствием эффекта изостатической компенсации рельефа.

### **Программный комплекс обработки наблюдений**

На основе накопленного материала в лаборатории гравиметрии ГАИШ создаётся пакет программ для обработки гравиметрических наблюдений на борту судна в реальном времени. Он был апробирован на полигоне Андрю Бейн в ходе 23 геофизической экспедиции НИС “Академик Николай Страхов”. Алгоритм работы программного пакета представлен на рис. 5. В нём используются данные нескольких бортовых систем измерений, присутствующих на современном геофизическом судне. Для обработки гравиметрических измерений на борту необходимы данные спутниковой навигационной системы. Для вычислений аномалий Буге – глубины с эхолота. Преимуществами разрабатываемого пакета является использование в нём корректирующей фильтрации Пантелеева, вычисление в реальном времени поправок Этвеша, в т.ч. при поворотах судна, возможности анализа в реальном времени ускорений судна по данным Октана, отображение вычисленных гравитационных аномалий на экране компьютера спустя лишь несколько десятков минут после прохождения участка наблюдений. Программный пакет создается средствами Fortran, Visual C++, C Builder, Matlab и Labview. Он открыт для усовершенствований и добавления новых модулей для работы с магнитными, сейсмическими и другими измерительными данными.

### **Заключение**

Выполненные в 23 Геофизической экспедиции НИС “Академик Николай Страхов” гравиметрические измерения необходимы для геофизических исследований района трансформного разлома Эндрю Бейн. Полученный опыт наблюдений помогает вести работу по созданию программного пакета обработки гравиметрических измерений на судах в

реальном времени. Сравнение полученных в экспедиции данных со спутниковыми свидетельствует в пользу того, что исследования интересных районов на современных судах необходимы и дают более ценные и достоверные сведения, чем спутниковые наблюдения.

Вычисленные по наблюдениям аномалии в свободном воздухе хорошо коррелируют с рельефом дна, а аномалии Буге – антикоррелируют с ним. Это позволяет сделать вывод о том, что в зоне разлома Эндрю Бейн работает эффект изостазии. Плотностное моделирование показало, что в целом, земная кора тоньше в желобах и толще в районе хребтов разлома. Единственный поперечный галс позволил выполнить плотностное моделирование поперек Западного желоба. По всей видимости, толщина коры в желобе составляет порядка 5 км, а на бортах, в среднем, на 2 км толще. Это согласуется с предположением, сделанным в работе [9], что регулярные подвижки в разных участках разлома не позволили сформироваться толстой холодной коре. Там же выдвигается гипотеза, что Эндрю Бейн состоит из нескольких сдвиговых зон, разделённых областями аккреции и является мегаразломом, подобно разлому Романш. Расположенная по соседству зона Мэрион - западная часть двойного разлома Принс-Эдуард, может поставлять в северную часть Эндрю Бейн горячую магму. Из работы [6] можно заключить, что для района Эндрю Бейн также характерна существенно уплотнённая верхняя кора и несколько разуплотнённая средняя. Это не противоречит полученным в данной работе результатам.

Решающую роль в эволюции Эндрю Бейн сыграла проходящая точно по северо-восточной его границе зона деления Нубийского и Сомалийского блоков Африканской плиты. Изучение разлома Эндрю Бейн, расположенного на границе Нубийского блока и Антарктической плиты, напоминает чтение летописи, содержащей историю дивергенции Африки и Антарктиды, по меньшей мере за последние 20 млн лет. Авторы надеются, что исследования этого района продолжатся и в дальнейшем.

Благодарим организаторов незабываемой 23 Геофизической экспедиции НИС “Академик Николай Страхов” и всех ее участников.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 08-05-00256.

### Литература

- [1] *Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л.* Морская гравиразведка. М.:Недра. 1991. 213 с.
- [2] *Корякин Е. Д.* Плотностные модели земной коры и литосферы океанических трансформных разломов. М.: Геоинформцентр. 2002.
- [3] *Пантелеев В. Л.* Основы морской гравиметрии. М.: Недра. 1983.
- [4] *Пейве А. А., С. Г. Сколотнев, М. Лиджи, Н. Н. Турко, Э. Бонатти, С. Ю. Колодяжный, Н. П. Чамов, Н. В. Цуканов, Ю. Е. Барамыков, А. Е. Ескин, Н. Гриндли, Д. Склейтер, Д. Брунелли, А. Н. Перцев, А. Чиприани, Д. Бортолуцци, Р. Меркюри, Е. Паганелли, Ф. Мучини, Ч. Такеучи, Ф. Зафанини, К. О. Добролюбова.* Исследования зоны трансформного разлома Эндрю Бейн (Африкано-Антарктический регион) // Доклады Академии наук. Геология. Том 416. № 1. Сентябрь 2007. С. 77-80
- [5] *Торге В.* Гравиметрия. М.: Мир. 1999.
- [6] *Чуйкова Н.А., Максимова Т.Г.* Неравновесные структуры литосферы Земли. // см. в этом же сборнике.
- [7] Отчет по 23 экспедиции НИС “Академик Николай Страхов”.  
[http://projects.bo.ismar.cnr.it/CRUISE\\_REPORTS/2006/ANDREW-BAIN\\_2006/](http://projects.bo.ismar.cnr.it/CRUISE_REPORTS/2006/ANDREW-BAIN_2006/).
- [8] *Moritz H,* Geodetic reference System 1980. // The Geodesist’s Handbook 1984 – Bull. Geod. 58. 388-398. 1984.
- [9] *Sclater J. G., N.R. Grindlay, J.A. Madsen and C. Rommevaux-Jestin* The Andrew Bain Transform fault, Southwest Indian Ocean // Geochemistry, Geophysics and Geosystems. 6. Q09K10 doi:10.1029/2005GC000951. 2005.

[10] Satellite Geodesy at the Scripps Institution of Oceanography, University of California San Diego. <http://topex.ucsd.edu/>.

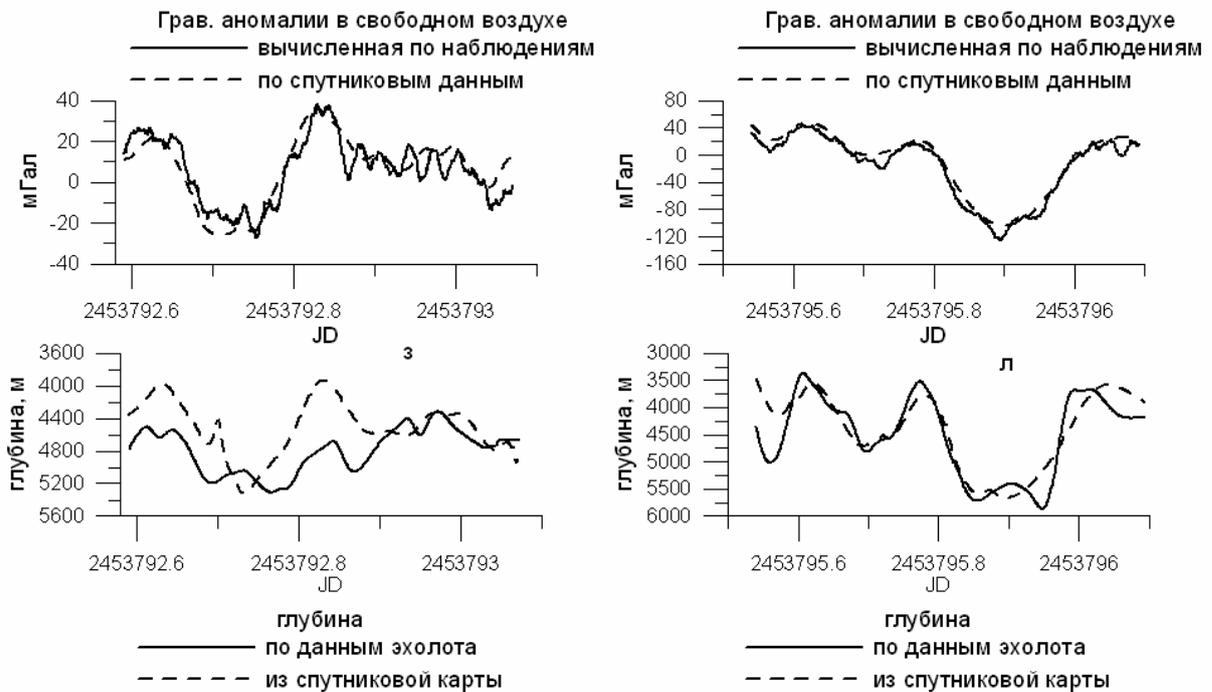


Рисунок 1. Вычисленные гравитационные аномалии в свободном воздухе, сопоставленные с аномалиями по спутниковым данным для галсов з – слева и л - справа (вверху). Глубина под килем по данным эхолота, сопоставленная с данными спутниковой топографии для тех же галсов (внизу). Юлианская дата JD 2453792.5 соответствует 26 февраля 2006 г.

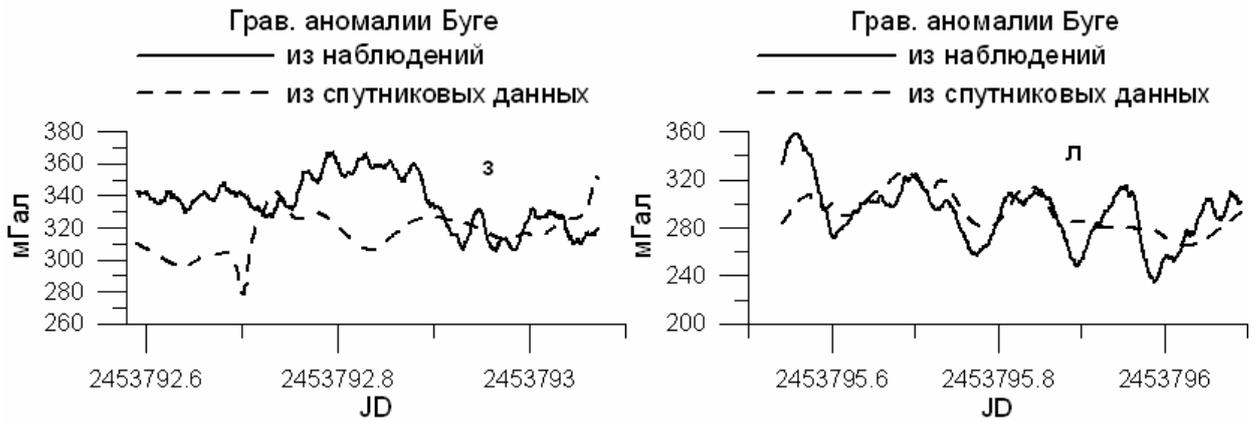


Рисунок 2. Вычисленные из наблюдений гравитационные аномалии Буге, сопоставленные с вычисленным по спутниковым данным аномалиями для галсов *з* – слева и *л* – справа.

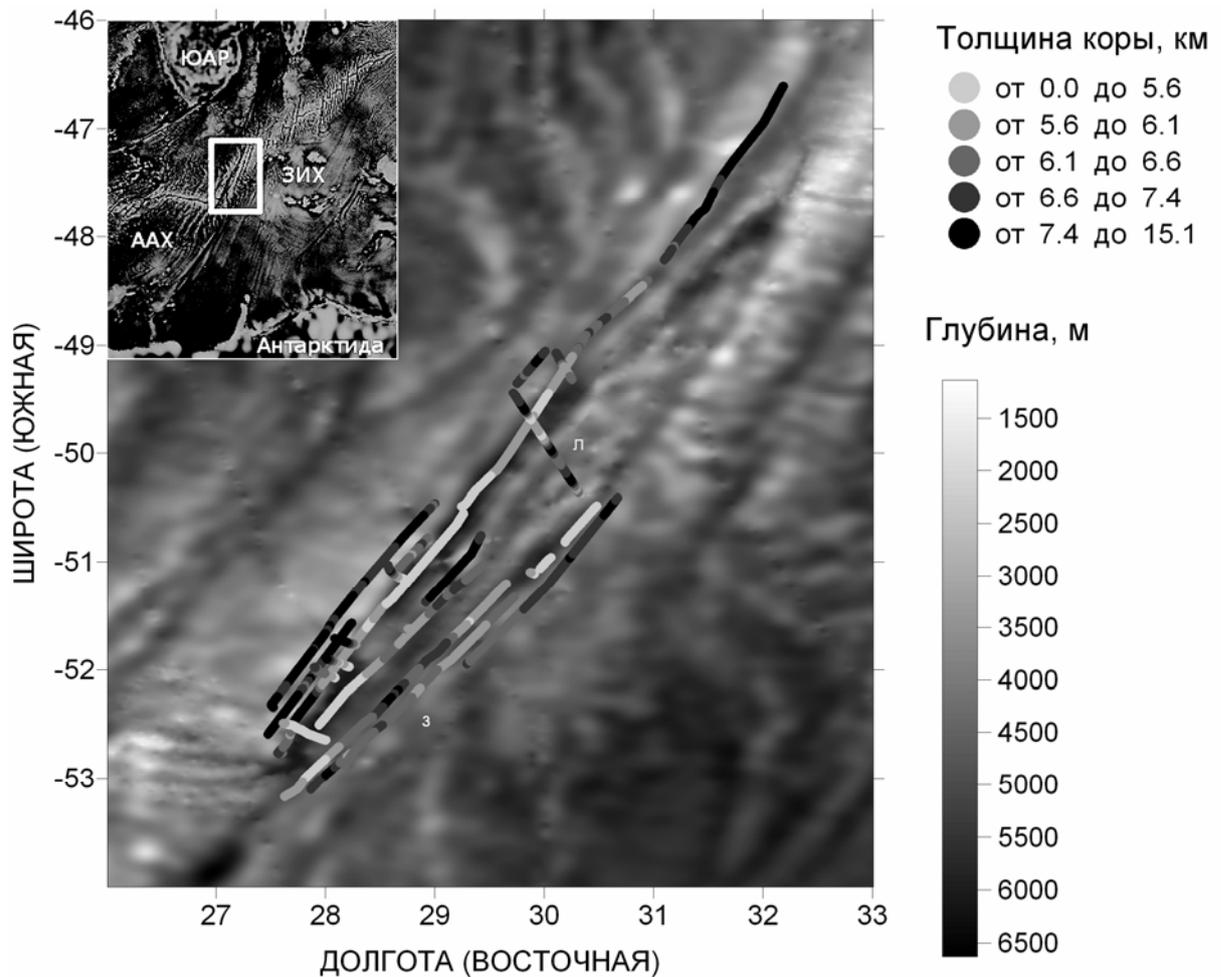


Рисунок 3. Вычисленная по методу Деменицкой, толщина коры вдоль галсов, нанесенная на спутниковую топографическую карту зоны разлома Эндрю Бейн GTOPO V9.1.

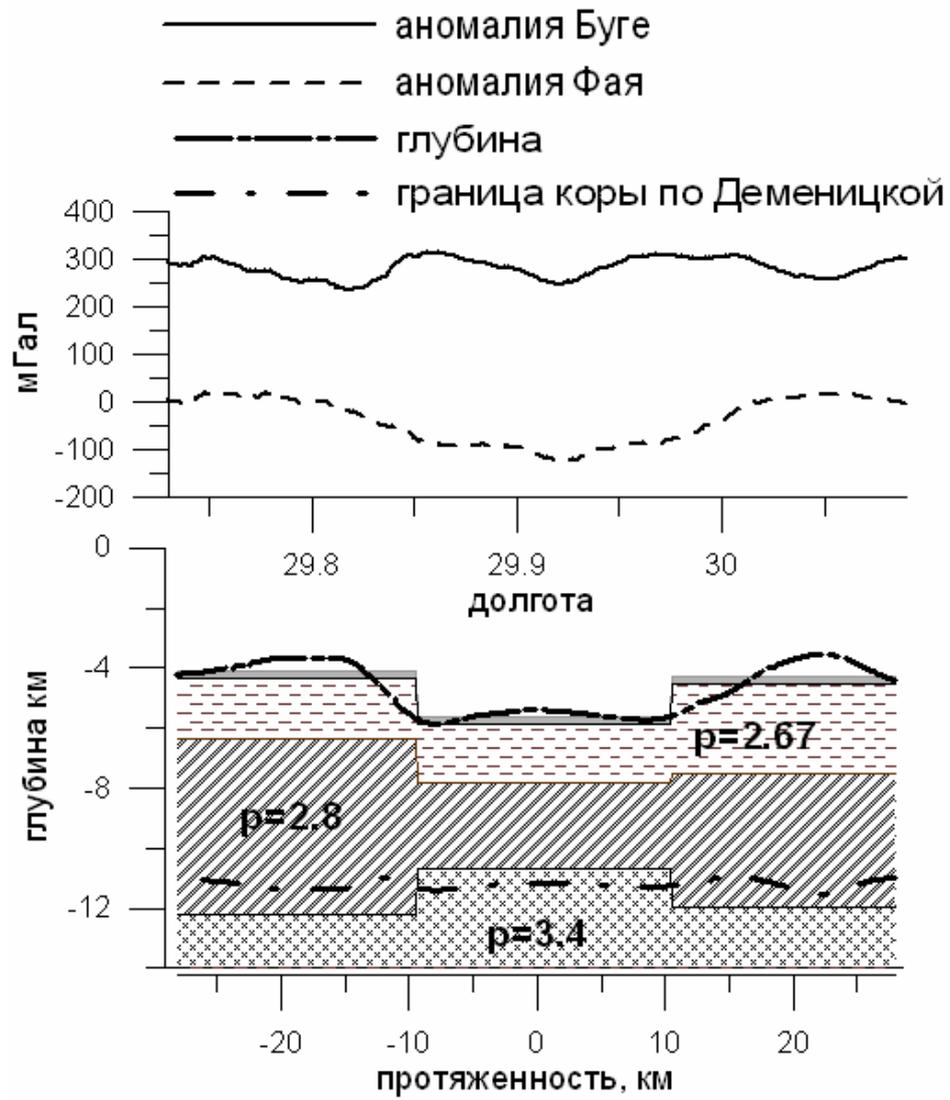


Рисунок 4. Плотностная модель поперечного разреза Западного желоба.



Рисунок 5. Этапы обработки наблюдений программой в реальном времени.