

Что-то неладно в комплексной модели литосферы континентальной окраины Антарктического полуострова

© О. М. Русаков, 2011

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 20 апреля 2011 г.

Представлено членом редколлегии В. И. Старостенко

Проаналізовано комплексну геофізичну і петрологічну моделі літосфери континентальної окраїни Антарктичного півострова.

The analysis has been made of joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin.

**Не мудрися излишне,
да некогда изумишься.**

Еккл. 7 : 17

В 2011 г. украинско-польской бригадой в январском номере журнала "Geophysical Journal International" опубликована статья [Yegorova et al., 2011] (в дальнейшем статья), где изложены результаты гравитационного и магнитного моделирования для изучения строения геологических структур континентальной окраины Антарктического полуострова. В работе впервые использовались потенциальные поля, полученные спутниковыми съемками. Поскольку в статье проблема пригодности исходных данных для решения поставленных задач не затрагивается, необходимо устранить этот пробел, чтобы оценить качество выводов статьи и возможность распространения опыта авторов на другие регионы.

Анализ исходных данных. Для гравитационного моделирования применены аномалии в свободном воздухе по данным спутниковых альтиметрических измерений с разрешающей способностью 18 км [Sandwell, Smith, 1997]. Авторы статьи декларируют довольно хорошее соответствие (порядка 6 мГал) меж-

ду спутниковыми и набортными измерениями в районе работ, ссылаясь на другой источник [Sandwell, 1992], где формулировка статистически грамотная — среднеквадратичное расхождение составляет 5,7 мГал. Однако утверждение авторов о том, что эта величина характеризует качество карты в районе работ не корректно, поскольку расхождения подсчитаны вдоль профиля длиной около 6000 км, пройденного в открытом океане к западу от южной половины Антарктического полуострова, вдали от береговой линии практически в спокойном поле. А в ярко выраженных максимумах и минимумах они, как следует из [Sandwell, Smith, 1997], при резком переходе от структур превышают 20 мГал. В этой же работе, откуда взяты экспериментальные данные для моделирования, приводится поучительный пример расхождения в 50 мГал над вершиной подводной горы в Атлантическом океане, которое авторы карты логично объясняют отсутствием коротковолновой компоненты в спутниковых аномалиях: ошибки таких

съемок они подсчитывают после удаления данных по островам и подводным горам [Sandwell, Smith, 1997, с. 10046]. Поэтому нет ничего удивительного в том, в статье минимальные значения гравитационного поля над Южно-Шетландским желобом достигают – 100 мГал, тогда как набортные измерения зафиксировали минимальные величины в – 120 мГал [Jin et al., 1997].

Из ссылки авторов на [Sandwell, Smith, 1997] следует, что они использовали карту варианта 7,2 цифровых значений, которые помещены на сайте ftp(baltica.ucsd.edu), поскольку после 1997 г. Сэндвелл и Смит рекомендовали всегда указывать, ссылаясь на них, о каком цифровом каталоге идет речь. Дело в том, что со временем качество данных улучшалось. Если в варианте 7,2 значения гравитационных аномалий в свободном воздухе и рельефа даны по сети $2' \times 2'$, то в варианте 18.1 [Sandwell, Smith, 2009] — по сети $1' \times 1'$. Поэтому остается только гадать о характеристиках поля [Yegorova et al., 2011, рис. 4], тем более, что карта без изолиний не читаема, хотя внешне выглядит эффектно. На ней читателю даже толком нельзя определить минимальные значения аномалий над желобом, поскольку три оттенка на шкале интенсивности сливаются в один синий цвет.

В статье отсутствует не только информация о точности определения спутниковых магнитных аномалий и разрешающей способности съемки из [Golynsky et al., 2001], но даже не указывается, что она получена по спутниковым данным. Ведь в ней доля морских наблюдений составляет всего 7%. Вообще-то, в голове не укладывается, как можно публиковать модель без упоминания характеристик исходного поля. Ведь оно является композитным продуктом многоэтапной сложной обработки разнородного материала (сферический анализ, удаление эффекта ядра и внешних компонент, комбинирование частот спутниковых и приповерхностных съемок, приведение к единой высоте и т. д.). Это приводит к несопоставимым результатам, о чем убедительно свидетельствует, например, сравнение карты магнитного поля Антарктиды, которая использована авторами, и ее улучшенного варианта [Kim et al., 2007], причем даже он не имеет ничего общего с новыми региональными площадными аэромагнитными съемками.

Оценка параметров моделей. Статья посвящена изучению субдукции, задугового бассейна и спрединга дна. Отсюда следует, что

ее авторы разделяют идеологию плитовой тектоники, поскольку иного заявлено не было. Геометрические параметры плотностного разреза верхней мантии пролива Дрейка заданы произвольно из-за отсутствия экспериментальных наблюдений. В таком случае сторонники плитовой тектоники обычно используют концептуальную информацию. По новейшим данным раскрытие пролива Дрейка произошло не позднее 30 млн лет тому назад [Pańczyk et al., 2009; Cronin, 2010]. Нижняя граница литосферы с возрастом 30 млн располагается на глубине не менее 50 км [Kearey et al., 2009], тогда как авторами она проведена на глубине 35 км.

В зонах субдукции глубина очагов землетрясений указывает на глубину погружения литосферы [Kearey et al., 2009]. Разрез вдоль профиля [Robertson Maurice et al., 2003], который практически совпадает с профилем на рис. 11, показывает, что из 50 уверенных определений этих глубин только в двух случаях они превышают 40 км (50 и 65 км), а остальные — менее 30 км. Когда температура пород превышает 600°C , в большинстве случаев любые деформации не вызывают существенной сейсмичности, в том числе и в зоне субдукции [Emmerson, McKenzie, 2007]. Авторы оперируют изотермой Кюри магнетита (578°C), которая в районе работ располагается на глубине 20 км, что согласуется с массовой концентрацией очагов землетрясений на глубине менее 40 км [Robertson Maurice et al., 2003]. Поэтому погружение литосферы на 80 км (рис. 11) не оправдано и этими данными. Между прочим, в ссылке на [Robertson Maurice et al., 2003] искажена фамилия первого автора: вместо Robertson Maurice написано Robertson.

Авторами для перевода сейсмической скорости в плотность использована композитная зависимость, составленная на основе зависимостей Нейфа — Дрейка [Nafe, Drake, 1963] и Берча [Birch, 1964]. После согласования наблюдаемой и модельной кривой, по словам авторов, без изменения сейсмической основы были приняты значения плотности (ρ_T) [Yegorova et al., 2011, табл. 2], которые постоянно отличаются от полученных по этой зависимости (ρ_K), причем разница колеблется от $-0,04$ до $+0,5$ г/см³ (таблица). Вот тут-то и возникают крамольные мысли: адекватно ли сейсмические параметры отражают геологическую среду разреза или пригодна ли композитная зависимость для моделирования в этом регионе? Какой вариант для авторов более приемлем, решать им самим.

Разница между ρ_k и V_p по кривой [Nafe, Drake, 1963; Birch, 1964] и ρ_T по [Yegorova et al., 2011]

V_p , км/с	ρ_T , г/см ³	ρ_k , г/см ³	$\rho_k - \rho_T$, г/см ³
2,4—3,1	1,8—1,9	2,0—2,4	+0,2 — +0,5
3,8—4,5	2,10—2,30	2,37—2,50	+0,27 — +0,20
6,3—6,45	2,73—2,77	2,73—2,80	-0,04 — +0,03
6,5—6,85	2,85—2,87	2,81—2,94	-0,04 — +0,07
6,9—7,2	2,90	2,96—3,08	+0,06 — +0,18
7,10—7,20	3,0	3,04—3,08	+0,04 — +0,08
7,20—7,70	3,05	3,08—3,26	+0,03 — +0,21
7,50	3,06	3,19	+0,13
8,1	3,18	3,41	+0,23
8,1	3,25—3,30	3,41	+0,16 — +0,11
8,3	3,3	3,49	+0,19

Поражает разнотой значений скорости и плотности одних и тех же слоев в разных местах статьи, который не способствует четкому пониманию распределения этих параметров. Например, в тексте (с. 102) осадкам аккреционного клина приписана плотность 2,15 г/см³, а скорость 4,2 км/с, в табл. 2 (с. 101) плотность — 2,10—2,30 г/см³ (среднее значение 2,20 г/см³), а скорость 3,8—4,5 км/с (4,15 км/с). Наконец, на рис. 13 (с. 106) сообщается, что скорость в этом комплексе 4 км/с. Авторы могут возразить, что вклад этих осадков в суммарный гравитационный эффект разреза незначителен, но такая небрежность, к сожалению, характерна для статьи в целом.

Обсуждение результатов. Расхождения между наблюдаемой и модельной кривыми в минимуме поля над желобом колеблется от 20 до 50 мГал при неудовлетворительном подборе их конфигурации. Разница кривых над желобом в статье выходит за пределы утренней среднеквадратичной ошибки, которая равна 18 мГал. Поскольку разрешающая способность альтиметрической съемки 18 км [Sandwell, Smith, 1997], то она не отражает реальный рельеф желоба, ширина дна которого по набортным измерениям не более 12 км [Jin et al., 1997; Международный ..., 1989—1990]. Даже с формальной точки зрения подбор поля является неудовлетворительным, а качество спутниковых данных не соответствует поставленной задаче изучить глубинное строение желоба. Если не вдаваться в дискуссию о геологических выводах, в качестве

адекватного подбора можно привести плотностную модель этой зоны вдоль профиля, расположенного к северо-востоку от профиля авторов [Тетерин, 2008]. В этой модели минимум гравитационного поля, измеренного набортными гравиметрами, подобран в пределах точности съемки, а подвиг земной коры ограничен 40 км, что полностью согласуется с распределением температуры глубин очагов землетрясений.

В статье сделан вывод, что низкая плотность верхней мантии под проливом Брансфилда (3,18 г/см³) соответствует зоне низких скоростей S-волн, которая распространяется в мантии до глубины более 70 км [Vuan et al., 2005]. Авторы [Yegorova et al., 2011] истолковывают ее природу как термальную по аналогии с зоной субдукции тихоокеанской континентальной окраины Чили на 8°S [Contreras-Reyes et al., 2008], где, по их словам, на подобных глубинах температура достигает 700 °C. Уже не первый раз авторы ошибаются, ссылаясь на литературные источники: здесь зона низких скоростей распространяется в верхнюю мантию ниже подошвы земной коры на 8 км примерно до глубины 16, где температура 400—430 °C [Contreras-Reyes et al., 2008, Fig. 6].

Вуэн с соавторами считают, что их интерпретация полностью согласуется с результатами исследования Кенийского рифта, аналогом которого они считают рифт пролива Брансфилда [Vuan et al., 2005]. Приняв зависимость Ф. Берча, по которой плотность 3,18 г/см³ соот-

ветствует скорости 7,48 км/с, и согласившись с трактовкой результатов исследований в Кении, авторы должны признать, что скорость 8,1 км/с в кровле зоны низких скоростей глубже 35 км чрезвычайно завышена. Эта величина противоречит как теоретическим моделям в рамках концепции тектоники плит, так и экспериментальным данным. С одной стороны, по зависимости Φ . Берча скорость 8,1 км/с соответствует плотности 3,41 г/см³. С другой — результаты Международного сейсмического проекта по изучению Кенийского рифта свидетельствуют о том, скорость в зоне низких ее значений изменяется в пределах 7,5—7,8 км/с, а плотность — в диапазоне 3,18—3,20 г/см³ [Maguire et al., 1994; Mariita, Keller, 2005]. В петрологической же модели под проливом Брансфилда, где по данным моделирования плотность, как уже отмечалось, равна 3,18 г/см³, показана истощенная мантия (depleted mantle). В классических моделях стратификации океанической литосферы истощенная мантия представлена дунитами / гарцбургитами с плотностью 3,295 г/см³ (например, [Oxburgh, Parmentier, 1977]). Если ее перевести в скорость, используя ту же зависимость Φ . Берча, получим 7,8 км/с, но никак не 8,1 км/с, как по данным ГСЗ.

Просто не понятно, как авторы статьи не обратили внимания на эти противоречия, которые наводят на мысль, что подбор гравитационного поля и петрологическая модель не согласуются с сейсмическим разрезом мантии под проливом Брансфилда на рис. 7.

Результаты моделирования магнитного поля над Южно-Шетландским желобом вызывают недоумение. Дело в том, что модельная кривая не только отличается по конфигурации от полученной по спутниковым данным, но и

располагается ниже ее на 200—300 нТл, причем экстремальная величина поля у модельной кривой составляет —120 нТл, а у наблюдаемой она равна +180 нТл (рис. 11). Более того, заметно не совпадают градиенты обеих кривых к северо-востоку от желоба. В петрологической модели нет даже упоминания о магнитных параметрах пород, которые более чувствительны к идентификации типа пород. Зато на ней прямо под осадками аккреционного комплекса помещен батолит с плотностью 3,06 г/см³. В любом геологическом словаре написано, что батолиты сложены главным образом гранитами и гранодиоритами, залегающими среди осадочных толщ складчатых областей. А в тексте даже авторы совершенно правильно указывают, что плотность гранодиоритов, которые плотнее гранитов, равна 2,74—2,76 г/см³.

Выводы. Авторы в своих построениях ключевых элементов моделей вышли за рамки концепции тектоники плит, положения которой они разделяют, что нарушило логику их доказательств и существенно снизило достоверность выводов.

Неудовлетворительный подбор гравитационного и магнитного полей ключевых элементов континентальной окраины Антарктического полуострова не способствовал независимому подтверждению существования здесь зоны субдукции, а только затемнил ситуацию и добавил проблем. Более убедительные результаты комплексных исследований имели бы принципиальное значение, поскольку существуют альтернативные точки зрения, которые объясняют строение этого региона без механизма субдукции [Удинцев, Шенке, 2004; Тетерин, 2008] и без континентальной коры под проливом Брансфилда [Christeson et al., 2003].

Список литературы

- Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана / Под ред Г.Б. Удинцева. — Москва: МОК (ЮНЕСКО), Мингеол. СССР, АН СССР, ГУГК СССР, 1989—1990.
- Тетерин Д.Е. Рельеф дна, глубинное строение и геодинамика переходных зон Западной Антарктиды: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — Москва, 2008. — 250 с.
- Удинцев Г.Б., Шенке Г.В. Очерки геодинамики Западной Антарктики. — Москва: ГЕОС, 2004. — 132 с.
- Birch F. Density and composition of the mantle and core // J. Geophys. Res. — 1964. — **69**. — P. 4377—4388.
- Christeson G.L., Barker D.H.N., Austin Jr.J.A., Dalziel I.W. Deep crustal structure of Bransfield Strait: Initiation of a back arc basin by rift reactivation and propagation // J. Geophys. Res. — 2003.

- **108**, B10. — P. 2492. — DOI:10.10292003JB002468.
- Contreras-Reyes E., Grevemeyer I., Flueh E.R., Reichert C.* Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38S // *J. Geophys. Res.* — 2008. — **113**, B07303. — DOI:10.1029/2007JB005569.2008.
- Cronin T.M.* Paleoclimate. Understanding Climate Change Past and Present. — New York: Columbia University Press, 2010. — 441 p.
- Emmerson B., McKenzie D.P.* Thermal structure and seismicity of subducting lithosphere // *Phys. Earth Planet. Int.* — 2007. — **163**. — P. 191—208.
- Golynsky A., Chiappini M., Damaske D., Ferraccioli F., Ferris J., Finn C., Ghidella M., Ishihara T., Johnson A., Kim H.R., Kovacs L., LaBrecque J., Masolov V., Nogi Y., Puruker M., Taylor P., Torta M.* ADMAP — Magnetic anomaly map of the Antarctic, 1 : 10 000 000 scale map / Eds. P. Morris, R.R.B. von Frese, BAS (Misc) 10. — Cambridge: British Antarctic Survey, 2001.
- Jin Y.K., Kim Y., Nam S.H., Lee D.K., Lee K.* Gravity models for the South Shetland Trench and the Shackleton Fracture Zone, Antarctica // *Geoscience J.* — 1997. — **1**. — P. 89—98.
- Kearey P., Klepeis K.A., Vine F.J.* Global tectonics. Third Edition. — Oxford: Wiley Blackwell, 2009. — 496 p.
- Kim H.R., Von Frese R.R.B., Taylor P.T., Golynsky A.V., Gaya-Pike L.R., Ferraccioli F.H.R.* Improved magnetic anomalies of the Antarctic lithosphere from satellite and near-surface data // *Geophys. J. Int.* — 2007. — **171**. — P. 119—126.
- Maguirea P.K.H., Swainb C.J., Masottia R., Khanna M.A.* A crustal and uppermost mantle cross-sectional model of the Kenya Rift derived from seismic and gravity data // *Tectonophysics.* — 1994. — **236**. — P. 217—249.
- Mariita N.O., Keller G.R.* An integrated geophysical study of the Northern Kenya rift // *African J. Sci.* — 2005. — June. — P. 1—33.
- Oxburgh E.R., Parmentier E.M.* Compositional and density stratification in oceanic lithosphere — tomography: causes and consequences // *J. Geol. Soc. London.* — 1977. — **133**. — P. 343—355.
- Pańczyk M., Nawrocki J., Williams J.S.* Isotope age constraint for Blue Dyke and Jardine Peak subvertical intrusions of King George Island, West Antarctica // *Polish Polar Res.* — 2009. — **30**. — P. 379—391.
- Robertson Maurice S.D., Wiens D.A., Shore P.J., Vera E., Dorman L.M.* Seismicity and tectonics of the South Shetland Island and Bransfield Strait from regional broadband seismograph deployment // *J. Geophys. Res.* — 2003. — **108**, B10. — P. 2461. — DOI:10.1029/2003JB002416.
- Sandwell D. T.* Antarctic marine gravity field from high-density satellite altimetry // *Geophys. J. Int.* — 1992. — **109**. — P. 437—448.
- Sandwell D. T., Smith W.H.F.* Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry // *J. Geophys. Res.* — 1997. — **102**. — P. 10039—10054.
- Sandwell D. T., Smith W.H.F.* Global marine gravity from retracked Geosat and ERS-1 altimetry: Ridge segmentation versus spreading rate // *J. Geophys. Res.* — 2009. — **114**, B01411. — DOI:10.1029/2008JB006008.
- Nafe D.E., Drake C.L.* Physical properties of marine sediments // *The Sea.* — New York: Interscience, 1963. — **3**. — P. 794—815.
- Vuan A., Robertson Maurice S.D., Wiens D.A., Panza G.F.* Crustal and upper mantle S-wave velocity structure beneath the Bransfield Strait (West Antarctica) from regional surface wave tomography // *Tectonophysics.* — 2005. — **397**. — P. 241—259.
- Yegorova T., Bakhmutov V., Janik T., Grad M.* Joint geophysical and petrological models for the lithosphere structure of the Antarctic Peninsula continental margin // *Geophys. J. Int.* — 2011. — **184**. — P. 90—110.