

УДК 550.38; 550.380

## РЕЗУЛЬТАТЫ ТЕКТОНОМАГНИТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА В РАЙОНЕ УАС «АКАДЕМИК ВЕРНАДСКИЙ»

В.Ю. Максимчук<sup>1</sup>, В.Г. Бахмутов<sup>2</sup>

<sup>1</sup> *Карпатское отделение Института геофизики НАН Украины, Львов, Украина*

<sup>2</sup> *Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина*

Представлены результаты многолетних (1998–2005 гг.) тектономагнитных наблюдений в Западной Антарктике на полигоне в районе УАС «Академик Вернадский». Исследована динамика изменения аномального геомагнитного поля, выявлены и проанализированы тектономагнитные аномалии в связи с геологией и тектоникой региона. Природа тектономагнитных аномалий объясняется пьезомагнитным эффектом. Сделан вывод о преобладающих растягивающих тектонических напряжениях субширотного направления, связанных с новейшей тектонической эволюцией района. Результаты подтверждаются данными других методов.

**Результати тектономагнітних досліджень і сучасна геодинамічна обстановка в районі УАС «Академік Вернадський».** В. Ю. Максимчук, В.Г. Бахмутов

Подано результати багаторічних (1998–2005 рр.) тектономагнітних спостережень у Західній Антарктиці на полігоні в районі УАС «Академік Вернадський». Досліджено динаміку зміни аномального геомагнітного поля, виявлено та проаналізовано тектономагнітні аномалії у зв'язку з геологією та тектонікою регіону. Природа аномалій пояснюється п'єзомагнітним ефектом. Зроблено висновок про переважні розтягуючі тектонічні напруження субширотного напрямку, пов'язані з новітньою тектонічною еволюцією району. Результати підтверджуються даними інших методів.

**The results of tectonomagnetic investigation and recent geodynamic processes in ukrainian antarctic station «Academic Vernadsky» region.** V. Maksymchuk, V. Bakhmutov

The results of long-term (1998–2005) tectonomagnetic investigations in the Western Antarctic near Ukrainian Antarctic Station «Academic Vernadsky» are presented. The dynamics of geomagnetic field anomalies have been analyzed in connection with geology and tectonics of the region. The nature of tectonomagnetic anomalies is accounted for by piezomagnetic effect. The influence of stretching tectonic forces in sub-latitudinal direction is connected with recent tectonic evolution of the area. The data are confirmed the other methods.

### 1. Введение

Одним из наиболее важных направлений геолого-геофизических исследований в Антарктике является изучение глубинного строения региона. Понимание процессов, которые сформировали современный тектонический облик Западной Антарктики, невозможно без всестороннего анализа представлений об эволюции и геодинамике региона в целом и его отдельных фрагментов в частности. Особый интерес представляют исследования современной геодинамики земной коры, поскольку к тектонически активным разломам часто приурочены крупные месторождения нефти и газа и другие виды полезных ископаемых.

Под современной геодинамикой земной коры подразумевают проявление на земной поверхности глубинных физико-химических процессов разного масштаба и периодичности (от нескольких дней до  $10^3$ – $10^4$  лет) в виде смещения земной поверхности, изменения во времени геофизических полей, изменения геохимических параметров и др. К наиболее ярким проявлениям современной геодинамики можно отнести землетрясения и извержения вулканов. Источниками информации служат результаты разных методов исследований, в первую очередь геодезии, сейсмологии, геофизики. Среди геофизических методов по оперативности и информативности можно выделить тектономагнитный метод. Тектономагнетизм обусловлен изменением намагниченности горных пород вследствие изменения напряжений в земной коре, что приводит к локальным изменениям аномального магнитного поля во времени. Тектонические процессы наиболее интенсивно протекают в зонах активных разломов и вызывают изменения физико-механических, электрических, магнитных и других свойств горных пород, что в конечном итоге приводит к появлению тектономагнитных аномалий, которые могут быть выявлены при повторных геомагнитных наблюдениях. Метод хорошо зарекомендовал себя при изучении сейсотектонических процессов, в том числе связанных с предвестниками землетрясений, при картировании зон тектонически активных разломов и блоков земной коры и т.п. [Максимчук и др., 2001].

В западноантарктическом регионе по геоморфологическим и геофизическим данным выявлены важные, с позиции современной геодинамики, структурные элементы – рифтогенные грабены, глубинные разломы, линеаменты и др. Наиболее изученным здесь является район пролива Брансфилд, который характеризуется современной вулканической активностью и, в силу своего географического расположения (на пересечении морских путей, ведущих из Южной Америки в Западную Антарктику), находится под пристальным вниманием ученых разных стран. Особенности современной геодинамики в прилегающих регионах, в том числе районе украинской антарктической станции «Академик Вернадский», остаются практически неизученными. До передачи антарктической станции «Фарадей» в 1996 г. Украине геодинамические исследования в этом районе не проводились. После утверждения Государственной программы исследований Украины в Антарктике на УАС и прилегающей территории начались активные работы по созданию геофизического и геодинамического полигона. С 1998 г. на протяжении ряда лет в районе УАС закладывались тектономагнитные пункты, на которых проводились регулярные геомагнитные измерения. В результате на сегодня создана сеть из 14 пунктов, на которых за период 1998–2005 гг. выполнено 6 циклов геомагнитных измерений. Данная статья посвящена анализу результатов этих работ и является обобщением первого этапа исследований, поскольку мониторинговые наблюдения продолжаются.

## 2. Обзор района работ

Сеть тектономагнитных пунктов в районе УАС создавалась с учетом геологической, геофизической и топографической ситуации (рис. 1). Особенности района работ являются наличие многочисленных мелких островов на акватории, прилегающей к Антарктическому полуострову, труднодоступность материковой части и крайне изменчивая ледовая обстановка в разных частях акватории, что зачастую затрудняет доступ к пунктам измерений.

Архипелаг Аргентинские острова мы рассматриваем в пределах  $64^{\circ}12'$ – $64^{\circ}23'$  з.д. и  $65^{\circ}12'$ – $65^{\circ}16'$  ю.ш., т.е. включая о-ва Анаграм, Барчанс, Уругвай, Иризар и др. По геоморфологии морского дна архипелаг можно рассматривать как часть микроблока площадью около  $50 \text{ км}^2$ , оконтуренного изобатой 100 м [Греку, 2005]. В западной части микроблока расположены архипелаги островов Рока и Круз, с севера микроблок ограничен Французским проливом, с востока – проливом Пенола. Геологический обзор района работ, в центре которого расположен архипелаг (и 10 из 14 тектономагнитных пунктов, включая магнитную обсерваторию АИА на о-ве Галиндез), приведен в [Бахмутов, 1998].

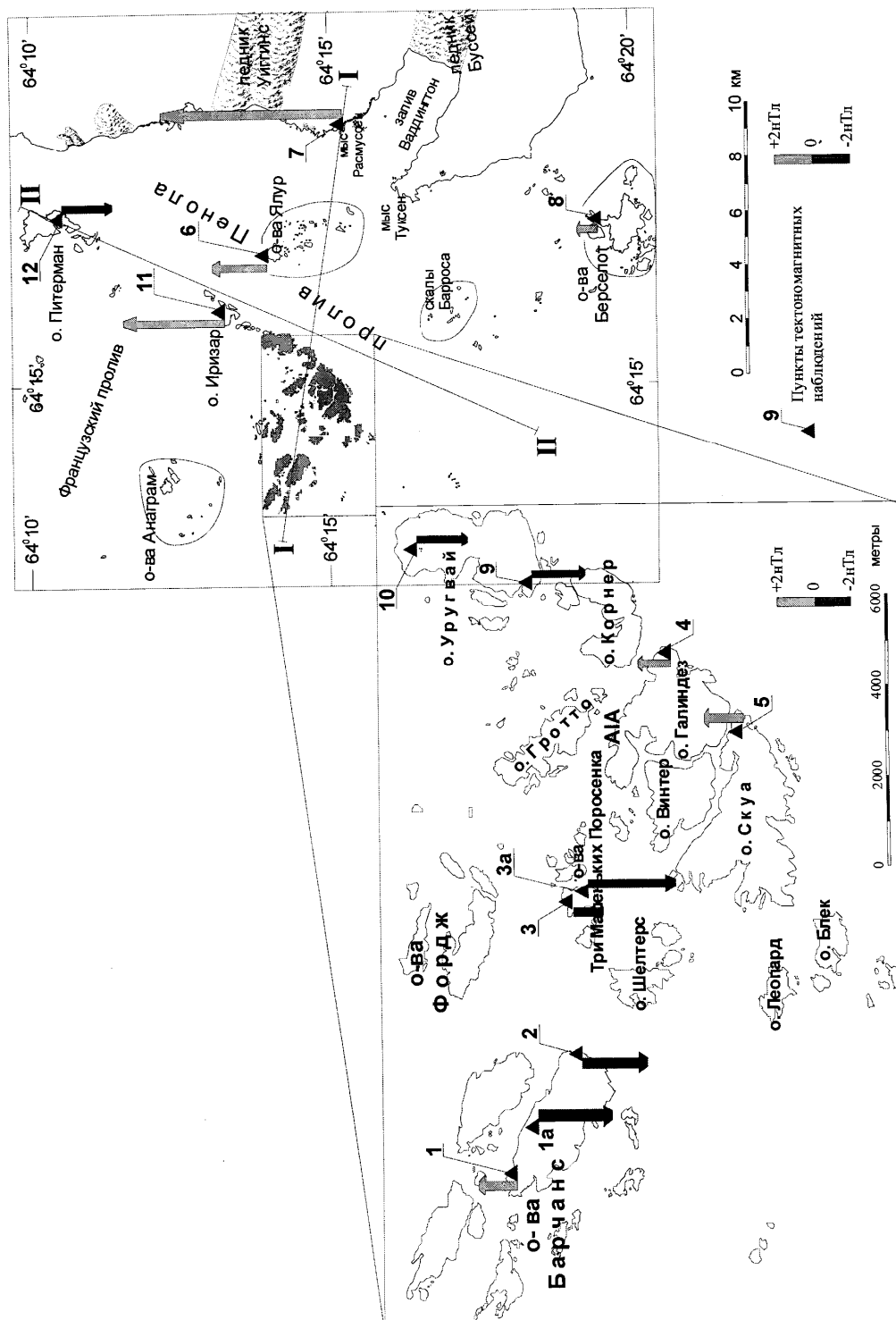


Рис. 1. Временные изменения геомагнитного поля  $\Delta F$  за 2004-2005 гг. на антарктическом тектономагнитном полигоне

В пределах архипелага породы вулканической группы слагают его восточную часть и представлены четырьмя основными разностями пород (от более древних к молодым): андези-трахитами, порфиоровыми андезитами, кристаллическими дацитовыми туфами и брекчиями. Наиболее древние из них относятся к средней-верхней Юре.

Зона контакта вулканогенных пород с породами мезозойско–раннекайнозойского интрузивного комплекса (Андская интрузивная серия), достигающая по ширине 1000 м, проходит в районе островов Шелтерс – Три Маленьких Поросенка – Индикатор – Гротто и далее протягивается севернее острова Уругвай. Выходы метаморфизованных вулканогенных пород встречаются в северо-восточной части островов Барчанс, восточной части острова Фордж и северной части о-ва Шелтерс.

Породы мезо-раннекайнозойского интрузивного комплекса, по площадному распространению занимающие ведущее место среди других пород Антарктического полуострова, слагают западную часть архипелага. Они прослеживаются на островах Барчанс, Фордж, Анаграм и далее на запад. Среди пород распространены преимущественно габбро- и гранодиориты. Контакт между гранодиоритами и породами юрского вулканогенного комплекса можно также проследить в пределах островов Барчанс и Фордж, но он нечетко выражен.

Как вулканогенные, так и интрузивные породы секутся серией даек, возрастное соотношение между которыми до конца не выяснено. Есть основания считать, что некоторые из них относятся к позднекайнозойским.

Геоморфологический и структурно-тектонический анализ карты рельефа морского дна архипелага Аргентинские острова позволяет выделить ряд продольных и поперечных разломов соответственно II и III порядка, притом что формирование последних относится к плиоцену-антропогену [Греку, 2005]. Нельзя не упомянуть разлом вдоль пролива Пенола, который на тектонических схемах прослеживается далеко к юго-западу и является, по-видимому, самым крупным субмеридиональным разломом в пределах рассматриваемой территории.

### **3. Сеть тектономагнитных наблюдений, методика эксперимента**

Важным при организации сети наблюдений является выбор расстояния между пунктами, частота (дискретность) наблюдений, а также точность измерений. Из опыта тектономагнитных исследований в различных сейсмоактивных регионах мира известно, что пространственные размеры тектономагнитных аномалий находятся в пределах сотен метров – десятков километров и зависят от размеров магнитных неоднородностей в земной коре и интенсивности тектонических процессов. Для района УАС расстояние между пунктами предопределялось сетью островов и составляет от первых сотен метров до нескольких километров. На сегодня сеть пунктов располагается по двум взаимно перпендикулярным профилям: профиль I (о. Барханы – м. Расмуссен) и профиль II (о. Берселот – о. Питерман). При выборе мест заложения пунктов были определенные трудности, связанные с сильно дифференцированным магнитным полем на отдельных участках, обусловленным чередованием сильно- и слабомагнитных пород, где горизонтальные градиенты достигали 20–40 нТл/м. Это накладывает свои ограничения на допустимые ошибки измерений при повторных замерах на пунктах, когда точность установки датчика магнитометра по горизонтали и вертикали не должна превышать нескольких сантиметров.

Другим важным параметром является дискретность повторных наблюдений. Известно, что спектр тектономагнитных вариаций охватывает диапазон от минут до десятков лет, амплитуда – от единицы до нескольких десятков нТл. В районе УАС реально выполнять тектономагнитные измерения только в летний период, во время сезонных экспедиций, т.е. один раз в год. В таком случае можно изучать тектономагнитные вариации длительностью более одного года. Методика тектономагнитных измерений основывается на

проведении синхронных дифференциальных измерений модуля геомагнитного поля  $F$  на полевых пунктах и базовом пункте. Разностное поле  $\Delta F = F_n - F_0$  при небольших расстояниях (первые десятки км) между базовым и полевыми пунктами практически свободно от влияния внешних (внешних) источников поля. Искомым параметром при тектономагнитных исследованиях есть величина  $\Delta\Delta F$  – изменения поля  $\Delta F$  между циклами измерений  $\Delta\Delta F = F_2 - F_1$ , где  $\Delta F_1, \Delta F_2$  – значения  $\Delta F$  в первом и втором (последующих) циклах измерений.

Базовым пунктом при выполнении работ является магнитная обсерватория «Аргентинские острова» (AIA) на о. Галиндез, на пересечении профилей I–I и II–II. Измерения магнитного поля  $F$  на полевых пунктах проводились протонным магнитометром МПП-203 (чувствительность 1,0 нТл). Регистрация поля  $F$  на базовом пункте выполнялась независимо протонной магнитовариационной станцией МВ-01 (чувствительность 0,1 нТл). Отсутствие промышленных помех, высокая стабильность аппаратуры позволили выполнять измерения с высокой точностью, среднеквадратичная погрешность измерений на пункте на протяжении одного цикла оценена менее 0,7 нТл.

#### 4. Результаты тектономагнитных исследований

За весь период тектономагнитных исследований в районах УАС (1998–2005 гг.) выполнено 6 циклов измерений. Поскольку наблюдательная сеть создавалась постепенно (от 7 пунктов в 1998 г. до 14 пунктов в 2005 г.), ряды наблюдений на разных пунктах существенно отличаются, что приводит к определенным трудностям при интерпретации результатов. Фактический материал представлен в таблице, а также на рис. 2, где приведены графики временного хода магнитного поля  $\Delta F$  для каждого пункта.

Таблица

**Результаты измерений разностного геомагнитного поля  $\Delta F$  (нТл) на тектономагнитном полигоне в районе УАС «Академик Вернадский»**

№ пп	Место расположения	Координаты (года)	$\Delta F_1$ (1998)	$\Delta F_2$ (2001)	$\Delta F_3$ (2002)	$\Delta F_4$ (2003)	$\Delta F_5$ (2004)	$\Delta F_6$ (2005)
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	О-в Барханы (южный), запад	S 65°14,362' W 64°19,023'	294,7	293,8	289,2	292,1	287,3	289,4
1a	О-в Барханы (южный), центр	S 65°14,410' W 64°18,447'	-	-	328,6	326,7	325,7	321,6
2	О-в Барханы (южный), восток	S 65,544' W 64°17,862'	128,5	127,2	125,0	127,6	126,6	123,0
3	О-в Три Маленьких Поросенка (западный)	S 65°14,617' W 64°16,855'	581,4	574,1	567,7	570,9	564,6	562,9
3a	О-в Три Маленьких Поросенка (западный)	S 65°14,630' W 64°16,761'	-	-	531,2	535,4	531,5	526,6
4	м. Пингвин-Пойнт (о. Галиндез)	S 65°14,919' W 64°14,332'	75,3	76,5	77,6	77,2	75,7	77,5
5	О-в Скуа	S 65°15,225' W 64°15,029'	40,1	41,0	40,4	41,5	36,6	38,7
6	О-в Ялур	S 65°14,035' W 64°09,715'	276,3	278,9	277,0	279,4	278,2	279,7
7	Мыс Расмуссен	S 65°14,852' W 64°05,097'	1014,9	1015,5	-	1015,9	1019,2	1028,8
8	О-в Берселот	S 65°19,436' W 64°08,419'	-	746,7	-	752,7	747,2	748,0

1	2	3	4	5	6	7	8	9
9	О-в Уругвай (юг)	S 65°14,398' W 64°13,752'	-	50,4	51,3	-	54,4	51,5
10	О-в Уругвай (север)	S 65°14,005' W 64°13,389'	-	-	211,1	-	210,8	208,0
11	О-в Ирizar	S 65°13,186' W 64°11,710'	-	-	272,0	-	274,0	279,5
12	О-в Питерман	S 65°10,501' W 64°08,258'	-	-	-	332,14	339,1	337,6

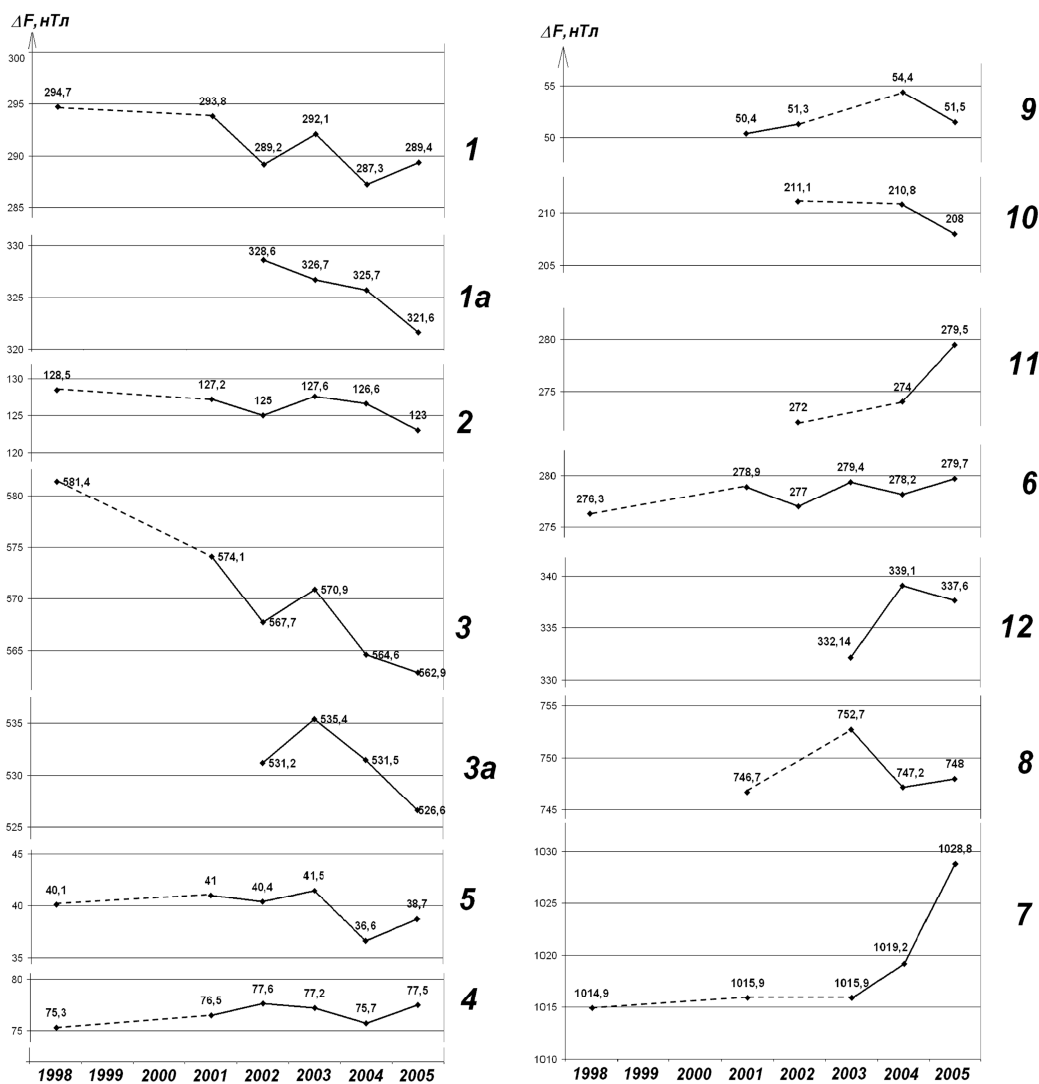


Рис. 2. Динамика изменений разностного магнитного поля  $\Delta F$  на тектономагнитных пунктах.

Анализ графиков временных измерений геомагнитного поля свидетельствует об определенных закономерностях их пространственно-временной структуры. Как видно на

рис. 2, характер временных измерений локального магнитного поля  $\Delta F$ , их интенсивность и морфология на разных участках района исследований заметно отличаются. Для группы пунктов на западном участке профиля I–I (пп. 1, 1а, 2, 3, 3а) характерно уменьшение поля, тенденция ярко выражена на всем временном интервале. Наиболее интенсивные вариации поля  $\Delta F$  наблюдаются на пп. 1, 1а, 3, 3а. Максимальные значения поля зарегистрированы на п. 3, где с 1998 по 2005 гг. поле  $\Delta F$  уменьшилось на 18,5 нТл (табл.). При этом отметим, что на п. 3а, который расположен вблизи п.3 на о. Три Маленьких Поросенка и был заложен несколько позже (2002 г.), изменения поля в интервале 2002–2005 гг. как по характеру, так и по интенсивности идентичны изменениям на п. 3, что свидетельствует о достоверности полученных результатов.

Совсем другой характер временных изменений поля  $\Delta F$  наблюдается в восточной части района работ (пп. 4, 9, 6, 7, 11, 12). Наиболее длинный ряд наблюдений здесь получен на п. 6 (о. Ялур), п. 7 (м. Расмуссен). На п. 6 поле  $\Delta F$  за 1998–2005 гг. выросло на 3,4 нТл. На п. 7 из общей закономерности выпадает резкий скачок поля на 9,6 нТл в 2005 г., в то время как за весь предыдущий период (1998–2004) поле  $\Delta F$  здесь выросло всего лишь на 4,3 нТл. К сожалению, в восточной части района на большинстве пунктов наблюдения поля  $F$  начались несколько позднее (в 2001 г.), чем в западной части. Тем не менее отмеченная выше закономерность – возрастание поля – сохраняется и на более коротких рядах. Кроме тренда на отдельных пунктах, имеют место локальные временные изменения  $\Delta F$ . Максимальные изменения  $\Delta F$  относительно тренда, обнаруженные в 2002–2003 гг. на пп. 3 и 3а, составляли около  $\pm 5$  нТл. В 2004 г. поле  $\Delta F$  на этих пунктах восстановилось до уровня тренда. Отмеченный всплеск поля  $\Delta F$  в этот период не отмечался на соседних пунктах, что указывает на локальный характер этих изменений.

Пространственное распределение временных измерений геомагнитного поля  $\Delta F$  за определенный промежуток времени – параметр  $\Delta\Delta F$ , проанализируем вдоль отдельных участков профиля I–I (о. Барханы – м. Расмуссен). Профиль I–I имеет длину около 10 км и пересекает участок работ с запада на восток. В распределении поля  $\Delta\Delta F$  вдоль профиля I–I отмечается та же закономерность, которая наблюдается и при анализе временных рядов  $\Delta F$  как за отдельные временные интервалы, так и на суммарной кривой  $\Delta\Delta F$  (1998–2005 гг.) (рис.3). Восточная часть профиля (пп. 4, 6, 7) в общем характеризуется небольшими положительными значениями  $\Delta\Delta F$  около 2–3 нТл. На западном участке профиля поле  $\Delta\Delta F$  отрицательное, резко аномальное. На суммарной кривой  $\Delta\Delta F$  (1998–2005 гг.) аномальные эффекты достигают –18,5 нТл (п. 3). Отметим, что отрицательная аномалия  $\Delta\Delta F$  здесь отмечается на всех пунктах профиля, расположенных к западу от базового пункта ВР (пп. 1, 2, 3). Аномальными по более короткому ряду в этой части профиля являются п. 1а и п. 3а, на которых ряд наблюдений короче, но временной ход на них полностью идентичен характеру и интенсивности изменений поля на пп. 1 и 3.

Таким образом, анализ пространственной структуры временных изменений геомагнитного поля дает основания выделить по крайней мере два блока с характерными особенностями тектономагнитного отклика: западный, с отрицательным полем  $\Delta\Delta F$ , и восточный, с положительным. Границы между этими блоками условно можно провести по линии о. Галиндез – о. Питерман. Следует отметить, что это не противоречит геологическим данным, согласно которым вдоль пролива Пенола в северо-восточном направлении простирается тектоническое нарушение, положение которого прослеживается на карте рельефа морского дна. Однако данные о его точном расположении, глубине залегания, углах падения отсутствуют. Результаты тектономагнитных определений подтверждают наличие в этом районе тектонического разлома. Но он проходит несколько западнее, ближе к линии о. Скуа – о. Питерман (рис. 1). Возможно, цепочка вулканических островов, начиная от о. Скуа и далее до о. Питерман, приурочена к зоне этого разлома.

По интенсивности и характеру временных изменений поля  $\Delta F$  очень контрастно проявляется зона в районе о. Три Маленьких Поросенка (пп. 3, 3а). Такие резкие локальные

аномальные изменения поля характерны для активных тектонических структур. По геологическим данным здесь выделяется зона контакта вулканогенных пород с породами интрузивного комплекса, о которой упоминалось ранее.

## 5. Интерпретация результатов

Остановимся на анализе тектономагнитных аномалий в связи с аномальным магнитным полем, нетектоническими движениями (по результатами GPS-наблюдений), а также рассмотрим, как полученные результаты согласуются с современными представлениями о тектонической эволюции западной части Антарктического полуострова.

К сожалению, детальная карта аномального магнитного поля для района работ до сих пор не составлена. Результаты микромагнитной съемки на о. Галиндез и о. Винтер показывают, что аномальное магнитное поле здесь очень сложное, на отдельных участках сильно дифференцированное (с пространственными градиентами до десятков нТл/м) и отражает состав выходящих на дневную поверхность кристаллических и метаморфических пород. Представленный на рис. 3 график аномального поля  $\Delta F$  получен лишь на основе данных измерений на тектономагнитных пунктах и не отражает в полной мере структуру аномального магнитного поля. Амплитуда аномалии магнитного поля  $\Delta F$  колеблется в пределах от единиц до тысячи нТл. При этом заметим, что базовый пункт – магнитная обсерватория «Аргентинские острова», относительно которой определялся параметр  $\Delta F$ , расположена в нормальном магнитном поле (в соответствии с моделью IGRF). Наиболее интенсивная аномалия  $\Delta F$  выделяется на о. Три Маленьких Поросенка (около 600 нТл) и в восточной части профиля I–I (м. Расмуссен, около 1000 нТл). Сопоставление тектономагнитных данных с аномальным магнитным полем вдоль профиля I–I обнаруживает их определенную корреляцию. Наиболее интенсивная тектономагнитная аномалия  $\Delta F$  на о. Три Маленьких Поросенка совпадает с интенсивной статической аномалией  $\Delta F$  на одноименном острове. По-видимому, такое совпадение не является случайным, но для интерпретации материала пока недостаточно.

Среди возможных механизмов генерации тектономагнитных аномалий наиболее часто обсуждается пьезомагнитный и электрокинетический эффекты в горных породах. Электрокинетические явления более характерны для трещиноватых осадочных горных порода. В районе архипелага Аргентинские острова осадочный чехол отсутствует, и нам представляется, что такой механизм маловероятен. Учитывая временные и амплитудные характеристики выявленных тектономагнитных аномалий, их приуроченность к сильномагнитным геологическим телам, мы считаем, что более вероятно здесь проявление пьезомагнитного эффекта.

Количественная интерпретация с использованием двухмерной модели магнитной неоднородности в виде вертикально намагниченных подлежащего горизонтального пласта (ограниченной вертикальной мощности) и набора вышележающих параллелепипедов с набором исходных параметров, соответствующих экспериментальным данным о составе и магнитных свойствах горных пород, позволяет получить некоторые предварительные оценки [Максимчук и др., 2008]. При этом подобранная модель удовлетворяет как наблюдаемому аномальному магнитному полю, так и его временным изменениям. На ее основе сделан вывод об изменениях локальных напряжений за последние семь лет на величину порядка 5–6 Бар/год. Направление растягивающих напряжений юго-восток–северо-запад, что подтверждается результатами GPS-наблюдений за кинематикой блоков земной коры в районе исследований [Третьяк и Голубинка, 2006]. Пункты GPS на о. Ялур, м. Туксен, о. Берселот показывают горизонтальное смещение в юго-восточном направлении со скоростью 5–7 мм/год, а пункты на о. Рока и о. Галиндез – соответственно в западном и северо-западном направлениях.



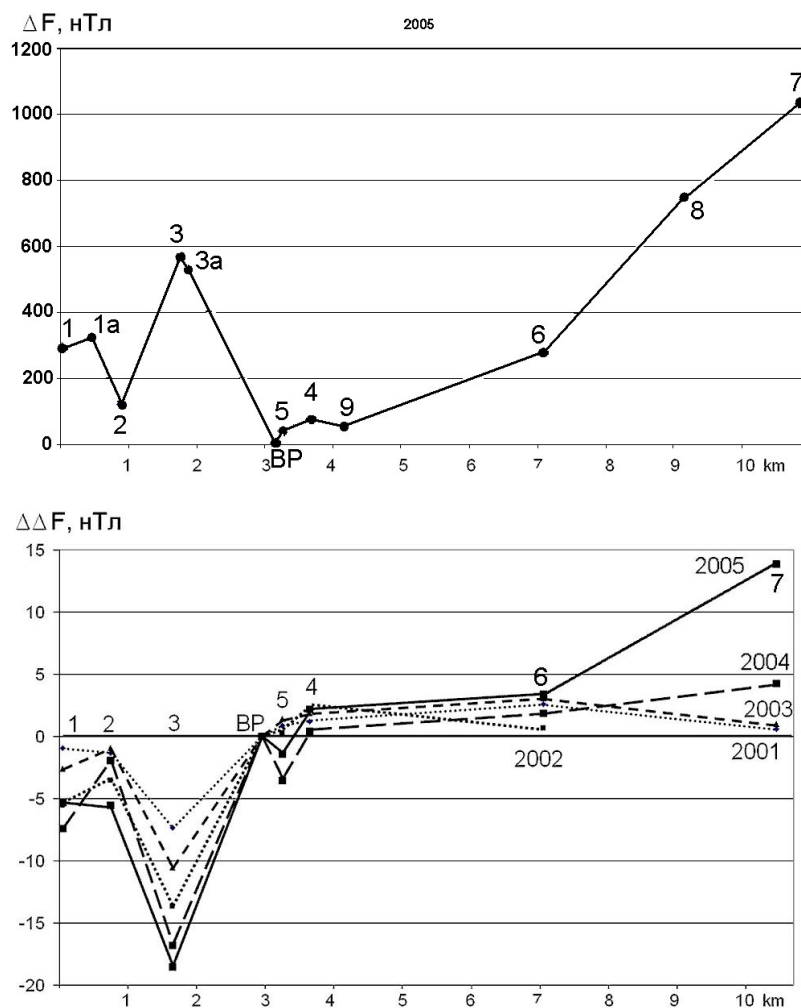


Рис. 3. Распределение временных изменений геомагнитного поля  $\Delta F$  и  $\Delta\Delta F$  вдоль профиля Барханы–Расмуссен за периоды: 1998–2001, 1998–2002, 1998–2003, 1998–2004, 1998–2005 гг.

Для того чтобы объяснить природу тектономагнитных эффектов в районе УАС, необходимо кратко остановиться на современной тектонической эволюции этого района, связанной с процессами в проливе Брансфилд [Бахмутов, 2006].

В соответствии с традиционными представлениями об этой части Западной Антарктики как о тектономагматической дуге, ее формирование продолжалось на протяжении длительного промежутка времени в результате процесса субдукции океанической плиты прото-Пасифик под окраину Антарктической плиты. Результаты батиметрии, сверхточных геодезических измерений, сейсмические данные, материалы сейсмической томографии указывают, что пролив Брансфилд пережил активное расширение, скорость которого достигала 10 мм/год в направления СЗ–ЮВ, ортогонально простиранию самого пролива.

К центральной части котловины пролива приурочена зона современного вулканизма шириной 20–25 км, а в его осевых частях четко прослеживается цепочка неовулканических гребней и конусов. Вдоль неовулканической зоны кора утонена (мощностью 10–12 км), а ее минимальная мощность приурочена к центральной и северо-восточной областям зоны.

Более мощная кора (12–15 км) прослеживается к юго-западу. Подобная картина наблюдается и вдоль Южно-Шетландских островов, где мощность коры увеличивается от 20 км на северо-востоке до 26 км на юго-западе, а также вдоль края Антарктического полуострова, где мощность коры увеличивается от 14–15 км на северо-востоке до 19–20 км на юго-западе.

Согласно [Удинцев и Шенке, 2004], рифт пролива Брансфилд можно рассматривать в качестве звена цепочки рифтов, начинающейся к югу от Южно-Сандвичевой островной дуги и внедряющейся в континентальный массив Западной Антарктиды. Активное распространение рифта в юго-западном направлении в настоящее время как бы заканчивается у о-ва Десепшн. Рифтовый желоб здесь выклинивается, и далее к юго-западу в рельефе шельфа Антарктического п-ова мы не обнаруживаем подобного ему желоба. Однако эпицентры землетрясений прослеживаются и далее к юго-западу на расстоянии до 70 км. Судя по этому, геодинамический фактор, обуславливающий и предваряющий дальнейшее внедрение рифта в юго-западном направлении, там уже действует. Расстояние до района наших тектономагнитных исследований, который расположен к юго-западу, составляет чуть более 200 км.

### **Выводы**

В результате многолетних геомагнитных наблюдений на тектономагнитном полигоне в районе УАС «Академик Вернадский» получены новые данные о пространственно-временной структуре изменений аномального магнитного поля, которые согласуются с элементами тектонического строения региона. Наиболее интенсивные тектономагнитные аномалии выявлены на о. Три Маленьких Поросенка – за период 1998–2005 гг. они достигли 18,5 нТл (2,6 нТл/год).

Выделенные тектономагнитные аномалии вероятнее всего обусловлены пьезомагнитным эффектом. Они отражают сложный характер взаимодействия тектонических напряжений с магнитными неоднородностями в верхней части земной коры. Блоки земной коры в районе архипелага Аргентинские острова испытывают растягивающие горизонтальные напряжения субширотного направления. Вероятно, вблизи УАС проходит субмеридиональный тектонический разлом, в зоне которого происходят активные тектонические процессы.

Выводы о характере и направлении тектонических напряжений подтверждаются результатами сверхточных GPS-измерений, согласно которым в пределах архипелага Аргентинские острова выделяют два разных по кинематическим характеристикам блока земной коры: восточный, с вектором горизонтальных смещений на юго-восток, и западный, с вектором горизонтальных смещений на запад-северо-запад, – которые разделены тектоническим разломом.

Можно ли однозначно интерпретировать выявленные динамические изменения магнитного поля как результат современных неотектонических процессов, мы пока сказать не можем. Довольно большая амплитуда выявленных тектономагнитных аномалий, которая заметно превышает подобные эффекты в сейсмоактивных районах мира, по нашему мнению, обусловлена наличием в верхней части земной коры сильно намагниченных горных пород, которые выходят на дневную поверхность и служат своеобразным индикатором изменений тектонических напряжений в литосфере даже на больших расстояниях.

Для дальнейшего тектономагнитного мониторинга следует продолжить исследования путем расширения сети пунктов с охватом материковой части Антарктического полуострова, а также организовать сеть непрерывных (в перспективе – в автоматическом режиме) геомагнитных наблюдений в аномальных зонах. Актуальным при этом остается вопрос комплексирования тектономагнитных наблюдений с другими геофизическими и геодезическими методами. В этой связи перспективным представляется направление,

основы которого, наряду с первыми предварительными результатами, полученными в районе УАС «Академик Вернадский», изложены в [Rusov et al., 2006]. По крайней мере эти результаты, как и изложенные в данной публикации результаты тектономагнитных исследований, согласуются с геологическими данными и современными представлениями о новейшей тектонической эволюции этого района.

### Список литературы

1. **V.D. Rusov, V.Yu. Maksymchuk, R. Ilıc et.al.** The peculiarities cross-correlation between two secondary precursors – radon and magnetic field variations, induced by tectonic activity. Український Антарктичний журнал. 2006, № 4–5. С. 160–181.
2. **Бахмутов В.Г.** Геологический обзор архипелага Аргентинские острова и прилегающей территории Антарктического полуострова. – Бюлл. УАЦ. 1998, Вип. 2. С. 77–84.
3. **Бахмутов В. Г.** Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозой: современные представления. – Український Антарктичний журнал, 2006, № 4–5. С. 52–63.
4. **Греку Т.Р.** Роль ледового морфогенеза и тектоники в формировании западного шельфа Антарктического полуострова. Дис. канд. геол. наук: 04.00.10, К., 2005. – 150 с.
5. **Максимчук В.Ю., Бахмутов В.Г., Городыский Ю.М., Чоботок И.А.** Состояние, результаты и перспективы тектономагнитных исследований в Западной Антарктике. – Геофизический журнал. 2008, 30, №1 (в печати).
6. **Максимчук В.Ю., Городыский Ю.М., Кузнецова В.Г.** Динаміка аномального магнітного поля Землі. – Львів: Євровіт, 2001. – 308 с.
7. **Третяк К., Голубінка Ю.** Оцінка та диференціація рухів земної кори Антарктиди. – Український Антарктичний журнал. 2006. № 4–5. С. 72–83.
8. **Удинцев Г.Б., Шенке Г.В.** Очерки геодинамики Западной Антарктики. М.: ГЕОС. – 2004. 132 с.