

Вклад России в Международный полярный год 2007/08  
Series: Contribution of Russia to International Polar Year 2007/08

# **Полярная криосфера и воды суши**

ООО «Паулсен». Москва – Санкт-Петербург  
2010

Paulsen Editions. Moscow – Saint-Petersburg  
2010

## Внутригодовые изменения высоты поверхности Антарктического ледникового покрова

Л.Н. Васильев, В.М. Котляков, А.Б. Качалин,  
М.Ю. Москалевский, А.С. Тюфлин

---

*Институт географии РАН, г. Москва, Россия*

Представлено теоретическое обоснование природы флуктуаций поверхности Антарктического ледникового покрова. Высоты поверхности Антарктиды определены в течение 12 серий лазерных измерений с космической системы ICESat в период с февраля 2004 года по февраль 2008 года. Измерения высот произведены вдоль проекций орбит через 170 метров в элементе пространственного разрешения 60 сантиметров. Дополнительно использованы величины суточных атмосферных осадков в клетках регулярной одноградусной сетки, полученные в Глобальном Климатологическом Проекте Атмосферных Осадков (GPCP). Оценено взаимодействие изменения высот поверхности с выпадением снега и метелевым переносом. Изменение высот поверхности соответствует Винеровскому процессу броуновского движения. На этом основании выводится заключение о существовании динамического равновесия Антарктического ледникового покрова.

### Введение

Сомнения в адекватности современных моделей поведения Антарктического ледникового щита продолжают оставаться. Геофизические основания этих моделей, развитых преимущественно в 1990-х годах, с тех пор мало изменились, но результаты многих современных измерений уже не соответствуют этим моделям (*Payne et al., 2006*). В последние годы утвердилось мнение о необходимости пересмотра природы изменений поверхности Антарктического щита. В большинстве работ, рассматривающих сезонные и годовые изменения поверхности щита по кратковременным измерениям радиолокационной аппаратурой ERS-1 и ERS-2, предпринимаются попытки определения баланса ледовых масс. В работе (*Wingham et al., 2006*) представлены попытки связать баланс льда за 1992–2003 гг. с изменением высот поверхности с пространственным разрешением около 10 км. Результаты оценок разных авторов различны, а погрешность менее чем за 10 лет нередко достигает 100%, что сопоставимо с самим изменением (*Remy et al., 2002; Remy, Frezzotti, 2006*). Замечено, что изменчивость поверхности ассоциируется с изменением режима движения льда на участках протяженностью около 40 км. Однако попытки сопоставить изменения высот поверхности со скоростью аккумуляции оказываются неудачными из-за нехватки достоверных данных о толщине фирна в моделях аккумуляции (*Helsen et al., 2008*).

Предшествующие исследования изменений высот не располагали достоверными временными рядами атмосферных осадков, и поэтому понимание измен-

чивости сезонной и годовой аккумуляции не могло быть достоверным (*Van der Veen, 1993*). Настоящая работа основана на сочетании измерений высот ICESat и суточных атмосферных осадков в одноградусной сетке, полученных по программе глобальных атмосферных осадков (GPCP) (*Котляков и др., 2008, 2009*). Это позволило оценивать поступление снежных масс и их связь с изменением реальной поверхности.

## Исходные данные

Измерения высот поверхности с покрытием от 86° с.ш. до 86° ю.ш. выполняются по 1354 орбитам вдоль треков с 91-дневным повторяющимся циклом с пространственным интервалом 175 м в пятне (элементе разрешения) 60 м. С борта ICESat с февраля 2004 г. до марта 2008 г. получено 12 повторных измерений вдоль отдельных треков с 25 000–27 000 элементами разрешения в каждом их них. Точность измерения высот порядка  $\pm 3$  см (*Schutz et al., 2005*). Эти измерения ICESat существенно точнее предыдущих радарных измерений с космических систем ERS-1 и ERS-2, определявших высоты поверхности в пятне диаметром 2–3 км и позволявших измерять их относительно надежно на поверхности с наклоном менее 1° (*Fricker et al., 2009; Pritchard et al., 2009; King et al., 2009*). Измерения ICESat дали возможность оценить изменения высот поверхности и понять их поведение.

Основная задача наших исследований – оценить величины флуктуаций поверхности на разных масштабных уровнях – от нескольких метров до сотен километров, и объяснить природу флуктуаций в связи с динамическим балансом ледовых масс.

На первом этапе мы определяли изменения поверхности вдоль 12 повторных треков в 2004–2008 гг. в следующей последовательности дней измерений: 0, 91, 230, 367, 458, 612, 736, 827, 981, 1118, 1323, 1461. Поскольку проекции орбит при повторном прохождении и положение элементов разрешения не совпадают, предварительно выполнялось трансформирование всех 12 треков в одну систему координат путем интерполяции измерений по трехмерной модели Антарктиды с пространственным разрешением 500 м. В результате вся серия измерений из 12 треков была преобразована в систему координат одного из треков с совмещением всех 12 элементов разрешения.

Изменение высоты точки поверхности определены как разность двух последовательных измерений в интервале времени  $\Delta t$  как  $h(\Delta t) = A(t + 1) - A(t)$ . Для трека одномерные измерения будут представлены в виде  $h(x, \Delta t)$ , где  $x$  – положение элемента разрешения на треке. Для измерений на поверхности в виде регулярной сетки изменение высот принимает вид  $h(x, y, \Delta t)$ . Для серии измерений в 12 кампаниях массив данных может быть представлен как  $h_i(x, y, \Delta t)$ , где  $i = 0, \dots, 11$ .

## Анализ данных

На первом этапе, чтобы избежать дополнительных ошибок, связанных с интерполяцией для построения регулярной сетки, обработаны измерения вдоль вертикальных профилей по отдельным трекам. Это позволило получить оценки изменений высот  $h(x, \Delta t)$  с максимально возможной точностью измерений ICESat.

Поведение вертикального профиля вдоль трека № 255 по 12 последовательным измерениям с февраля 2004 по февраль 2008 гг. может быть выражено средним значением высоты и средним квадратическим отклонением высоты в каждой точке, что представлено на рис. 1. Изменения высот, т.е. флуктуации поверхности, нуждаются в физическом толковании и анализе динамического поведения вертикального профиля. Помимо космической лазерной альтиметрии с борта ICESat привлечены также измерения суточных атмосферных осадков в одноградусной сетке по данным Global Precipitation Climatology Project (GPCP), что позволило проанализировать связи флуктуаций поверхности с атмосферными осадками, ветровым переносом снега и вертикальной составляющей движения льда.

Определение вертикальной скорости показано на рис. 2. Вертикальная скорость на участке профиля  $v$  выводится из зависимости

$$v = (\langle h(x, \Delta t) \rangle - P) / \Delta t,$$

где угловые скобки означают осреднение изменения высот на всем участке профиля,  $P$  – величина выпавших осадков в снежном эквиваленте при плотности снега  $0,33 \text{ г/см}^3$ ,  $\Delta t$  – интервал времени. Однако полученное значение вертикальной скорости отнюдь не означает существование равномерной скорости в условиях изменения амплитуды флуктуаций  $h(x, \Delta t)$ . Пример флуктуации поверхности участка Восточной Антарктиды представлен на рис. 3.

Флуктуации поверхности определены на разных пространственных масштабах: на протяженных участках поверхности и на элементах разрешения размером 60 м. В последнем случае становится заметным влияние шума, связанного с шероховатостью поверхности в пределах элемента разрешения и точностью собственных измерений.

Ветровой перенос снега формирует на поверхности Антарктического ледникового щита упорядоченные динамические пространственные структуры с признаками масштабного самоподобия (скейлинга) в процессе флуктуации высот точек поверхности. Флуктуация поверхности вдоль вертикального профиля представляет собой винеровский процесс броуновского движения (*Mandelbrot, 1982*). Это нестационарный стохастический гауссовый процесс с нулевым средним, определяемый показателем Херста ( $0 < H < 1$ ). Нормированная дисперсия  $D(s) = \sigma(s)^2$  изменений высот  $h(x, \Delta t)$  зависит от величины пространственного смещения (лага)  $s$

$$D(s) = \langle [h(s) - h(0)]^2 \rangle = |s|^{2H} \sigma_0^2, \quad (1)$$

где  $h(s)$ ,  $h(0)$  – изменения высот в точках вдоль трека,  $\sigma_0^2$  – дисперсия изменения высот точек трека, а  $H$  – показатель Херста ( $0 < H < 1$ ). Отсюда следует, что среднее квадратическое отклонение изменений высот имеет скейлинговую зависимость

$$\sigma(bs) = b^H \sigma(s), \quad (2)$$

т.е. при увеличении пространственного смещения на величину  $b$  превышение возрастает пропорционально  $b^H$  (рис. 4).

Показатель Херста  $H$  характеризует степень флуктуаций изменения высот, а при  $H = 0,5$  соответствует случайному блужданию. Заметим, что при  $H = 0,5$  корреляция прошлых приращений  $h(-s)$  и будущих  $h(s)$  отсутствует при всех  $s$ , как и должно быть для случайного процесса с независимыми прира-

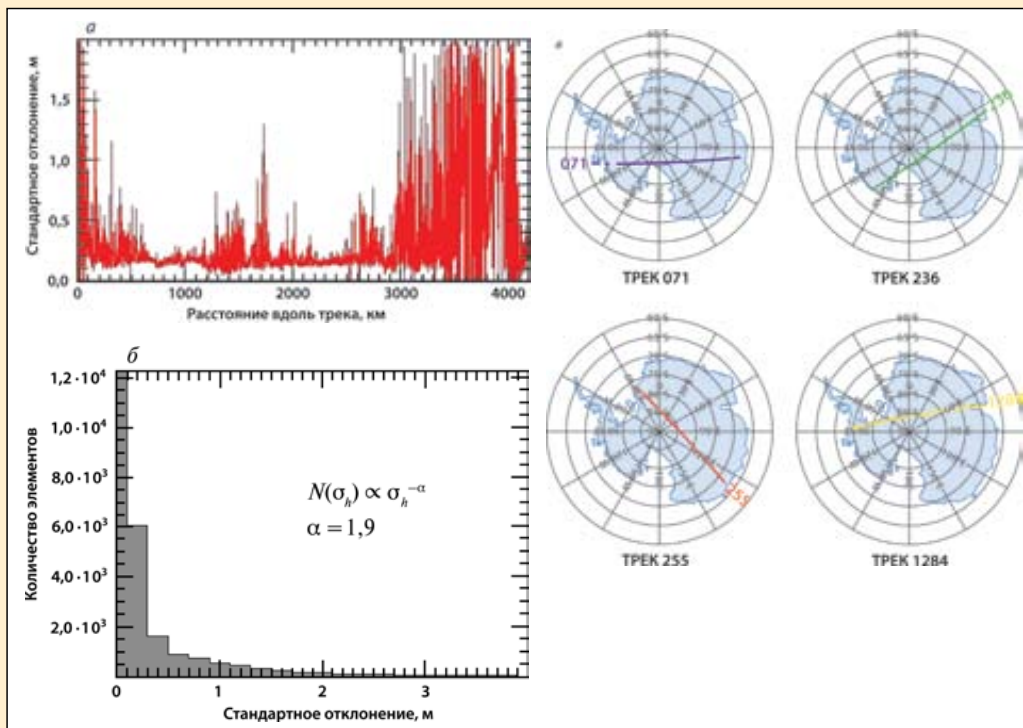


Рис. 1. Стандартные отклонения изменения высот вдоль трека 255 с февраля 2004 до февраля 2008 г. (а), гистограмма стандартных отклонений изменения высот, подчиняющаяся степенному распределению (б), и проекции орбит ICESat, измерения вдоль которых использованы в работе (в).

Примечание к рис. 1, б: Максимум значений  $\sigma h$  расположен на величине 14 см; показатель степени  $\alpha$  для разных районов Антарктики может быть в интервале  $\alpha = [1,5, 1,9]$ , но степенное распределение всегда сохраняется

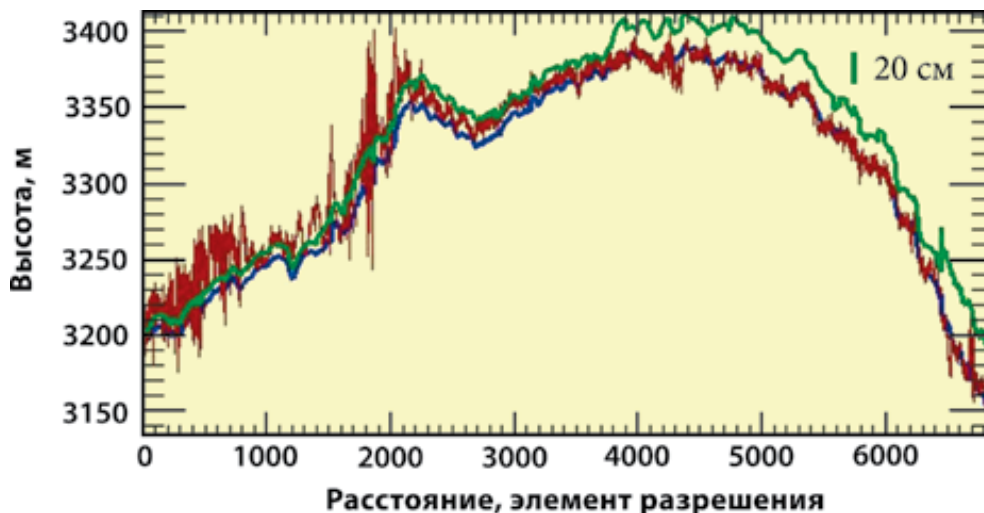


Рис. 2. Изменение высот и величины атмосферных осадков вдоль трека № 255 с 2004 по 2007 г. Синим цветом показан вертикальный профиль, зеленым – атмосферные осадки (в водном эквиваленте), красным – изменение высот.  $\langle P \rangle = 34,8$  см,  $\langle \Delta h \rangle = 14,5$  см, вертикальная скорость –  $50 \pm 10$  мм/год

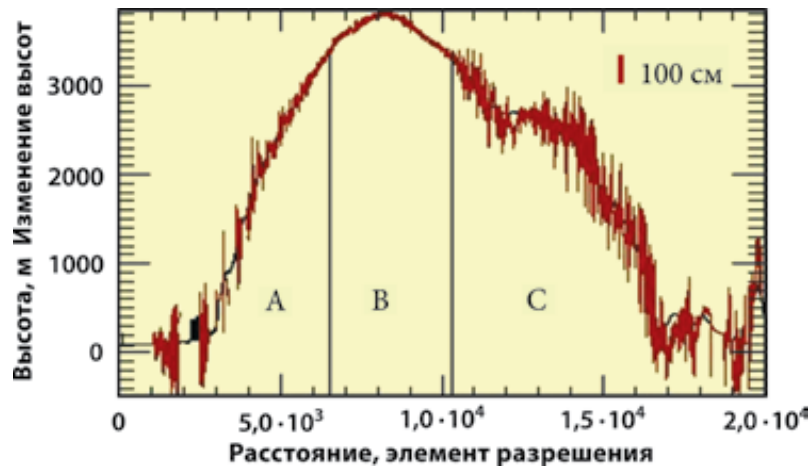


Рис. 3. Флуктуация высот вдоль трека № 1284 с февраля 2007 по февраль 2008 г. Выделены три зоны А, В, С, характеризующиеся следующими значениями:  
 А:  $\langle \Delta h \rangle = \Delta 5,5$  см,  $\Delta h = 35$  см; В:  $\langle \Delta h \rangle = 2$  см,  $\Delta h = 65$  см;  
 С:  $\langle \Delta h \rangle = \Delta 7$  см,  $\Delta h = 62$  см.

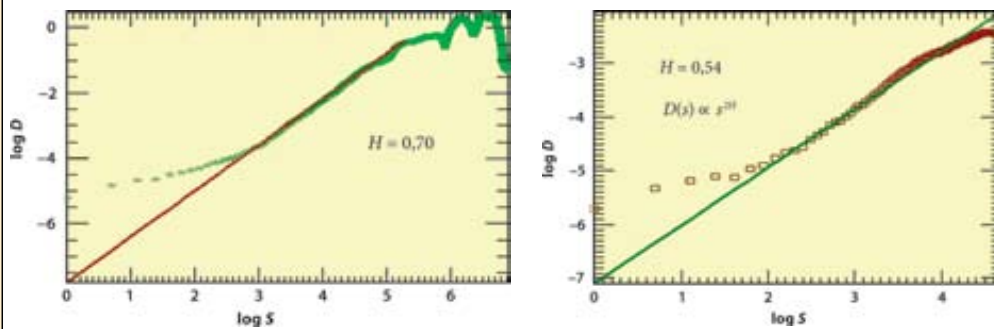


Рис. 4. Определение показателя Херста на графике в двойном логарифмическом масштабе зависимости значений дисперсии изменения превышений относительно пространственного лага.

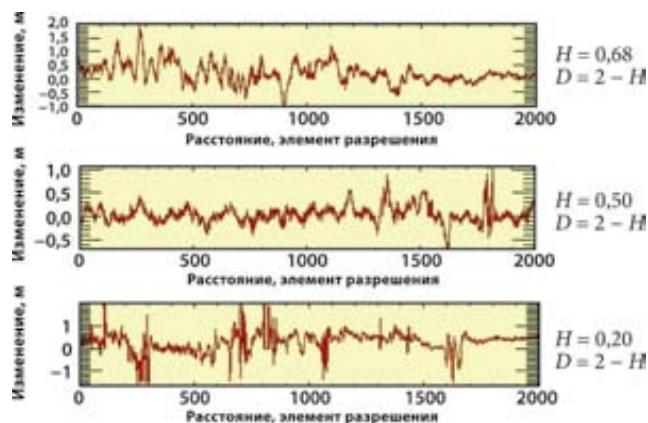


Рис. 5. Связь флуктуации высот с показателем Херста  $H$  и фрактальной размерностью  $D$  на разных участках вертикального профиля.

щениями. Пример оценки поведения флуктуаций приведен на рис. 5. Однако при  $H \neq 0,5$  флуктуации могут сохранять признаки персистентности (сохранения тенденции) и антиперсистентности. При  $H > 0,5$  поддерживается имеющаяся тенденция. Если в этом случае приращения были положительными для некоторого пространственного лага  $s$  в прошлом, т.е. происходило увеличение, то и впредь в среднем будет происходить увеличение, и наоборот, тенденция к уменьшению в прошлом означает, в среднем, продолжение уменьшения в будущем. Случай  $H < 0,5$  характеризуется антиперсистентностью. В этом случае рост в прошлом означает уменьшение в будущем, а тенденция к уменьшению в прошлом делает вероятным увеличение в будущем.

Здесь мы имеем дело со случаем, когда события могут быть коррелированными, если они разделены в пространстве не более чем на  $s$ , но они непременно окажутся некоррелированными на больших значениях лага  $s \rightarrow \infty$ . Подобная статистическая независимость на больших интервалах в пространстве является существенной составной частью представлений о динамическом равновесии. Масштабное самоподобие, свойственное структурам винеровского процесса броуновского движения, приводит к выводу о фрактальности флуктуаций, размерность которой

$$D = 2 - H. \quad (3)$$

В зависимости от значений  $H$  фрактальная размерность  $1 < D < 2$  характеризует поведение флуктуации поверхности.

### Обсуждение

Выражение (2) означает скейлинговое поведение дисперсии разности высот в зависимости от смещения (лага)  $s$ . Скейлинг в этом случае означает, что процесс изменения высот происходит на разных масштабах с признаками масштабного самоподобия. Скейлинговое соотношение (2) действительно только в пределах интервала масштабного самоподобия, которое варьирует в пределах от [30, 5000 м] до [3,5, 35 км]. Это означает возникновение упорядоченных пространственных структур (дюн) простирающихся до 5 км на плато и до 35 км на склонах, где скорость ветрового переноса снега возрастает, вовлекая в движение пласты снега прошлых лет (*Scarchilli et al., 2009*). Среднее квадратическое отклонение изменения высот составляет соответственно 0,3 и 0,8 м и значимо превышает величины выпавшего снега в соответствующий период. Хотя изменение поверхности вызывается сочетанием многих факторов, тем не менее, основное влияние оказывает ветровой перенос снега. Флуктуации изменения поверхности, подчиняющиеся соотношению (1), имеют Гауссово распределение с нулевым средним. Это свойство поведения поверхности Антарктиды позволяет придти к заключению об ее динамическом равновесии.

Нестационарность флуктуации высот иллюстрируется поведением поверхности плато Восточной Антарктиды на высотах около 4000 м (см. рис. 5) и требует особого внимания. Единственным источником повышения поверхности на самой высокой части плато могут служить атмосферные осадки. Флуктуации на максимальных высотах плато сопровождаются не только понижением, но и повышением поверхности, превышающим объем выпадающих атмосферных осадков, составляющий здесь около 20 мм в год. Флуктуации поверхности на разных частях склона с уклоном в пределах одной минуты показаны на рис. 6. Возникает естественный вопрос, чем объясняется такое поведение вершины плато? Мы объясняем это явление с позиций метелево-

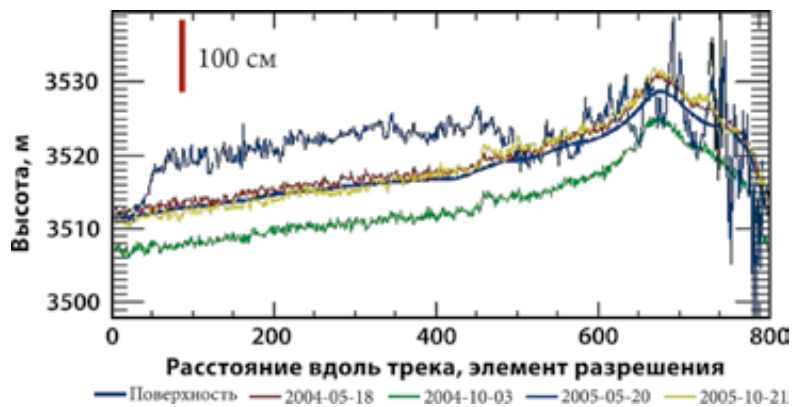


Рис. 6. Флуктуации поверхности в районе оз. Восток. Начальная поверхность обозначена синим, изменение высот 18 мая 2004 г. – красным, 3 октября 2004 г. – зеленым, 20 мая 2005 г. – голубым, 21 октября 2005 г. – желтым.

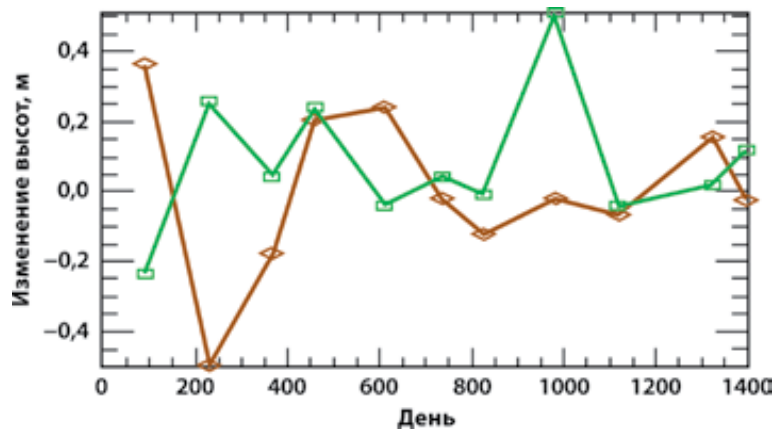


Рис. 7. Флуктуации поверхности в 12 кампаниях ICESat на двух уровнях высот:  $A = [2000 - 3000 \text{ м}]$  – красный,  $A < 2000 \text{ м}$  – зеленый.

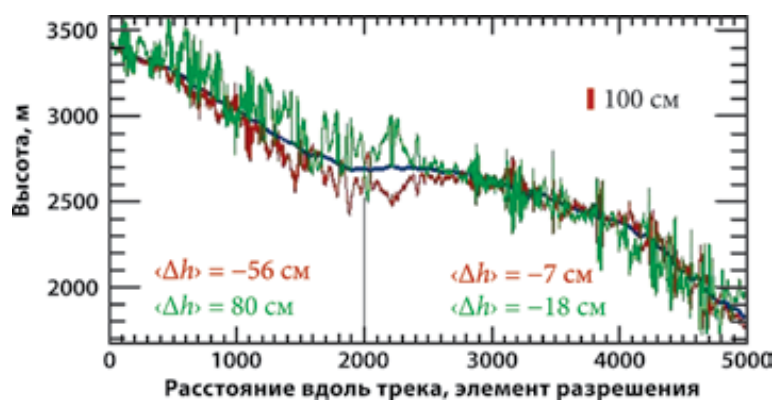


Рис. 8. Сдвиг фаз в изменении высот двух участков поверхности вдоль трека № 1284. Начальная поверхность обозначена синим цветом, в феврале 2004 г. – красным, в октябре 2005 г. – зеленым.



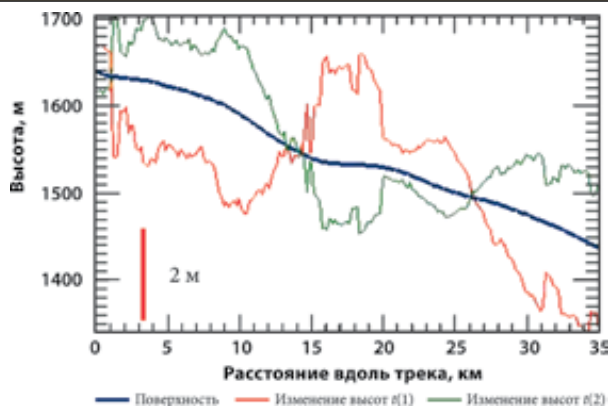


Рис. 9. Взаимодействие изменений высот поверхности с кatabатическими ветрами, приводящее к смещению фаз по мере переноса снега. Уклон поверхности  $20'$ , показатель Херста  $H = 0,48$ , Коэффициент корреляции между двумя поверхностями равен  $-1,0$ , границы пространственного скейлинга  $[0,2, 12 \text{ км}]$ . Синим цветом показана исходная поверхность, красным и зеленым – последовательные изменения поверхности

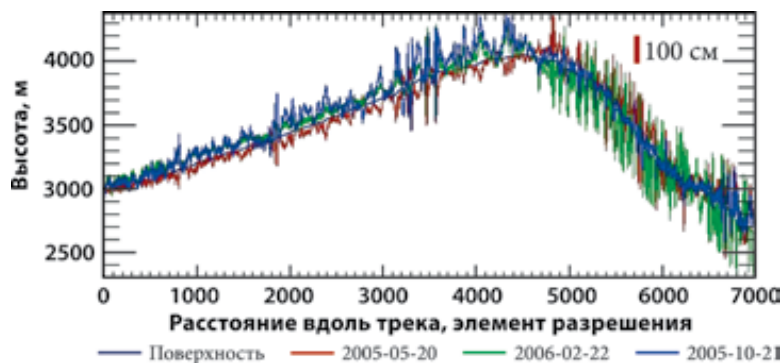


Рис. 10. Флуктуация поверхности вдоль трека № 236; измерения 20 мая 2005 г. показаны красным, 21 октября 2005 г. – синим и 22 февраля 2006 г. – зеленым; исходная поверхность дана тонкой синей линией

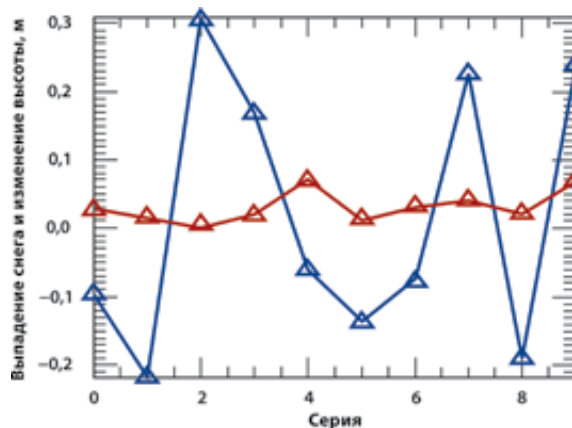


Рис. 11. Отклик изменения высот поверхности на атмосферные осадки вдоль трека № 255. Атмосферные осадки обозначены красным, изменение высот – синим

го переноса снега (рис. 7) Флуктуации поверхности определены на разных пространственных масштабах. Они проявляются как на протяженных участках поверхности, так и в колебании элементов пространственного разрешения размером 60 м. В последнем случае становится заметным влияние шума, связанного с точностью измерения высот лазерным альтиметром ICESat порядка  $\pm 3$  см. Однако величины флуктуаций поверхности значимо превышают уровень шума. Крупномасштабные флуктуации представлены на рис. 8, 9. Вертикальные перемещения достигают амплитуд в диапазоне от  $-0,4$  до  $+0,3$  м и затем затухают. При этом разные участки вертикального профиля колеблются в противофазе, что может быть объяснено процессами надувания снега и дефляции (*Scarchilli et al., 2009*).

Несмотря на локальные и крупномасштабные пространственно-временные флуктуации поверхность сохраняет динамическое равновесие. Этот вывод сделан, в том числе, и на том основании, что сумма изменений высот поверхности по отдельным трекам остается в пределах от  $-3$  до  $+3$  см, что видно на рис. 10. Флуктуации поверхности можно отождествлять с динамическим балансом ледовых масс, который также сопровождается флуктуацией. В этой связи следует проявлять осторожность при оценке изменений баланса на ограниченном конечном и весьма кратком временном интервале. С нашей точки зрения более корректно оценивать динамические изменения баланса, избегая необоснованных утверждений о якобы обнаруженных изменениях, как это сделано в работе (*Wingham et al., 1998*).

Сопоставление амплитуд флуктуации поверхности с объемом выпавшего снега в дискретные интервалы времени представлено на рис. 11. График отчетливо демонстрирует, что амплитуды изменения высот поверхности, значительно превосходящие количество выпавшего снега, зависят в основном от ветрового переноса снега и не только свежавыпавшего. Расходная часть баланса ледовых масс довольно инерционна и поэтому с замедлением реагирует на изменение выпадения атмосферных осадков. Изменение аккумуляции, полученные по данным GPCP (*Котляков и др., 2008, 2009*), могут составлять более 20%, что в последующем отражается на расходной части баланса масс. Однако это лишний раз свидетельствует о колебании динамического баланса, а отнюдь не о тенденции уменьшения массы Антарктического ледникового покрова.

## Заключение

Главный вывод этого этапа работы заключается в выявлении признаков динамического равновесия Антарктиды, по крайней мере, за пятилетний период. Флуктуации поверхности с частотой измерений 4 месяца в течение 2004–2008 гг. приводят к заключению, что следует проявлять осторожность при экстраполяции изменений баланса ледовых масс с коротких временных интервалов на более продолжительные. Вариации динамического баланса, вызванные естественными флуктуациями поверхности, слабо связаны с колебаниями объема выпадающих атмосферных осадков. Проведенная работа, таким образом, ставит под сомнение достоверность утверждений об однонаправленном изменении баланса масс Антарктиды.