

## **Дополнительный анализ данных аэрорадиолокационных и сейсмических исследований 58 РАЭ**

Дополнительный анализ радиолокационных и сейсмических данных, полученных в ходе полевых работ 58 РАЭ в Восточной Антарктиде, позволяет сделать несколько важных выводов, не отражённых в отчёте.

Может быть представлена несколько иная интерпретация морфоструктурной схемы района работ, позволяющая в некоторой степени изменить наши представления о подлёдном рельефе района исследований и его связи с расположенным севернее Западным шельфовым ледником. В рельефе подлёдного каменного основания могут усматриваться элементы шельфа, имеющего продолжение под ледниковым покровом со стороны моря Дейвиса. В соответствии с этим, материковой границей шельфа моря Дейвиса может считаться нулевая изогипса подлёдного рельефа в прибрежной части Антарктиды.

Рассмотрение связи подлёдного и поверхностного рельефа района исследований с движением здесь ледникового покрова позволяет установить зависимость возникновения наблюдаемого на поверхности движения льда в этом районе от рельефа дневной поверхности. Можно высказать предположение об уменьшении скорости движения от поверхности вглубь ледникового покрова.

Совместное рассмотрение результатов интерпретации данных сейсмических исследований МПВ 58 РАЭ в районе озера Восток и проведённых ранее по этому же профилю аэрорадиолокационных наблюдений, позволяют сопоставить сведения о строении ледникового покрова и рельефе подлёдной поверхности, полученных двумя независимыми геофизическими методами. Сейсмическое моделирование подтверждает возможность существования под ледниковым покровом слоя с отличными от основной массы льда свойствами.

Внимательный анализ временных радиолокационных разрезов позволяет выявить в районе исследований не встречавшиеся ранее подлёдные образования и высказать возможные причины их образования.

### **1. Рельеф подлёдной поверхности и морфоструктурное районирование**

Район работ аэрорадиолокационных исследований, выполненных в 58 РАЭ, расположен в непосредственной близости от побережья, которым является здесь кромка Западного шельфового ледника. В соответствии с картой подлёдного рельефа (Рис. 1, см. Рис 8.11 отчёта) большая часть подледникового каменного основания в районе работ расположена ниже уровня моря. Это хорошо заметно при 3-Д представлении дневной и подлёдной поверхностей района исследований (Рис. 2). Учитывая это, отдельные участки подлёдного рельефа здесь можно рассматривать как подводные участки земной поверхности, расположенные на небольшой глубине, т.е. как фрагменты шельфа. К шельфам относят области, затопленные морем, находящиеся на периферии континента, т.е. обширную материковую отмель (затопленную окраину материка) [Геологический словарь, 1973] Иначе, относительно мелководные (до нескольких сотен метров) участки дна океанов, окраинных и внутренних морей, окаймляющие континенты и острова. Границей шельфа со стороны суши является береговая линия, внешняя граница проводится по бровке – перегибу с океанской стороны, ниже которого глубины дна резко возрастают [<https://ru.wikipedia.org/wiki>].

В данном районе границу шельфа со стороны моря в сторону суши установить затруднительно из-за наличия Западного шельфового ледника, расположенного севернее района работ, и занимающего площадь 16 370 км<sup>2</sup> [<https://ru.wikipedia.org/wiki>].

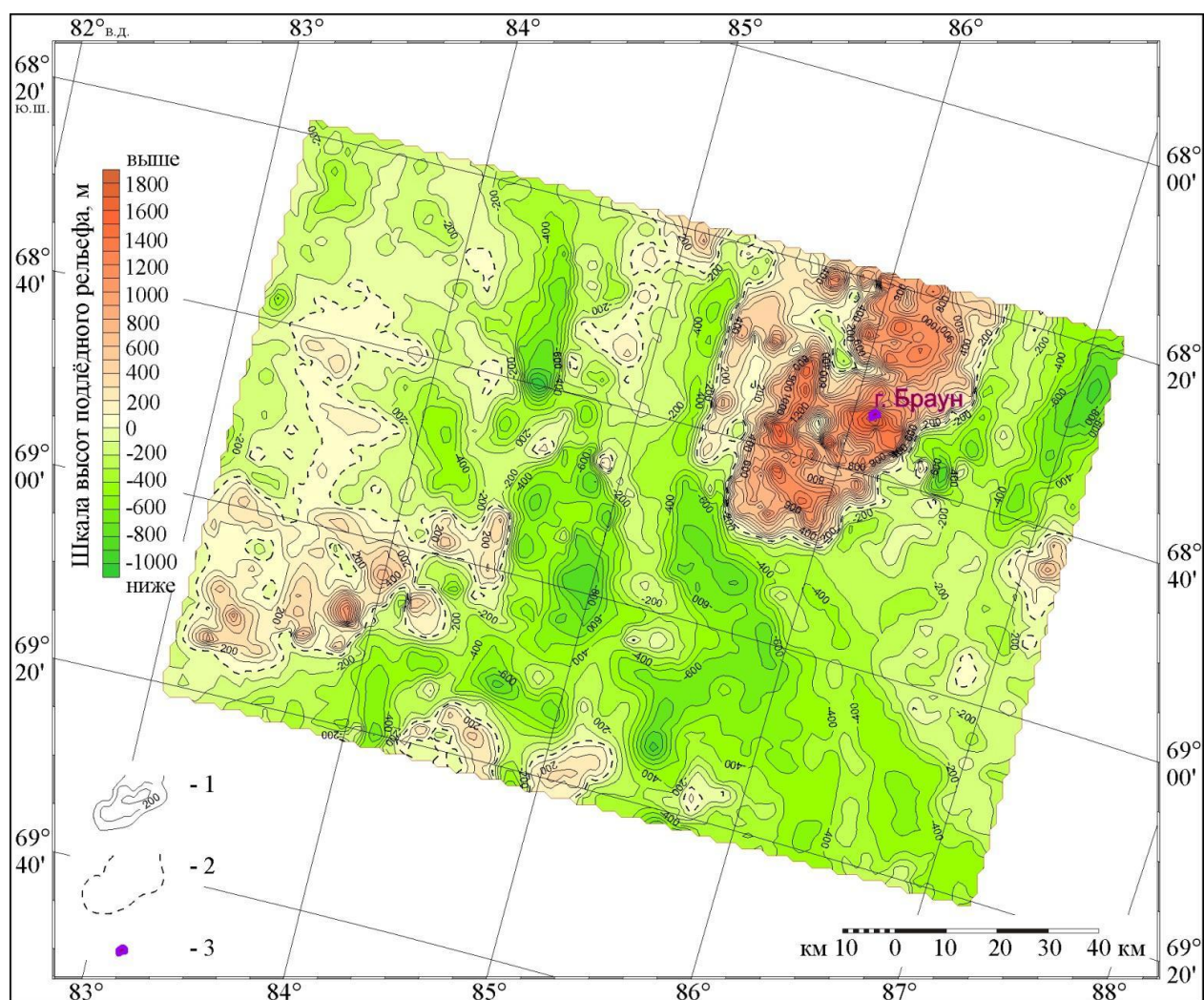


Рис. 1. Подлёдный рельеф восточной части Земли Принцессы Елизаветы (Рис. 8.11 отчёта)

1 – изогипсы подлёдного рельефа и их значения в метрах (сечение изолиний 100 м);  
2 – уровень моря (по сфероиду WGS 84); 3 – нунатаки.

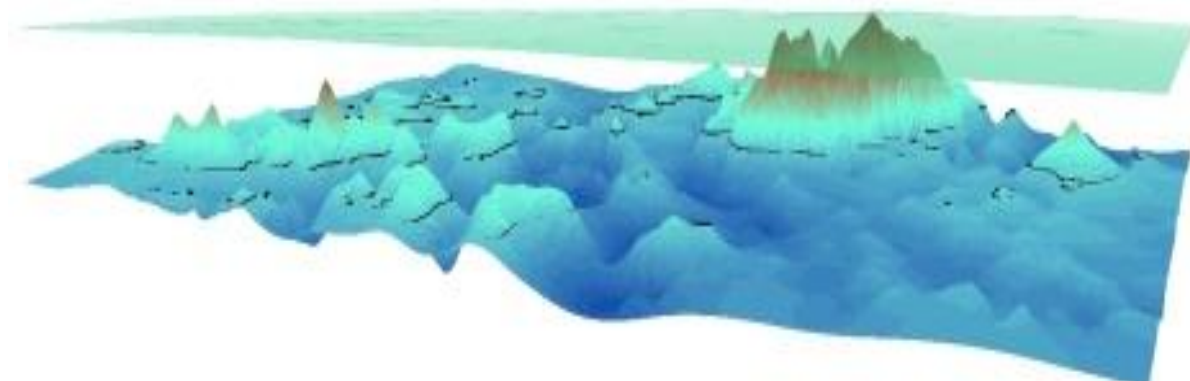


Рис. 2. Рельеф дневной и подлёдной поверхностей района исследований 58 РАЭ  
в 3-Д представлении

Вертикальный масштаб увеличен в 10 раз относительно горизонтального. Вид с юго-востока. Чёрной горизонтальной линией показан уровень моря. Для построения использовались инструменты ArcGIS и ArcScene фирмы ESRI.

Приведённые в отчёте морфоструктурное районирование (Рис. 3, см. Рис 8.13 отчёта) и статистический анализ, применённый для выявления мезоформ (см. Рис. 8.14 и 8.15 отчёта) и, видимо, имели бы место в случае описания рельефа поверхности каменного основания, каким оно было до оледенения. В результате воздействия ледовой нагрузки, оно, видимо, и заняло современное положение относительно уровня моря. Сейчас, судя по представленным на Рис. 3 мезоформам, ниже уровня моря находится часть холмистых возвышенностей, почти целиком низменности и полностью котловины и желоба. По этим признакам подлёдный рельеф можно с большим основанием отнести к материковой части шельфа моря Дейвиса, осложнённой подводными котловинами и желобами и покрытой сверху слоем льда (рис 4).

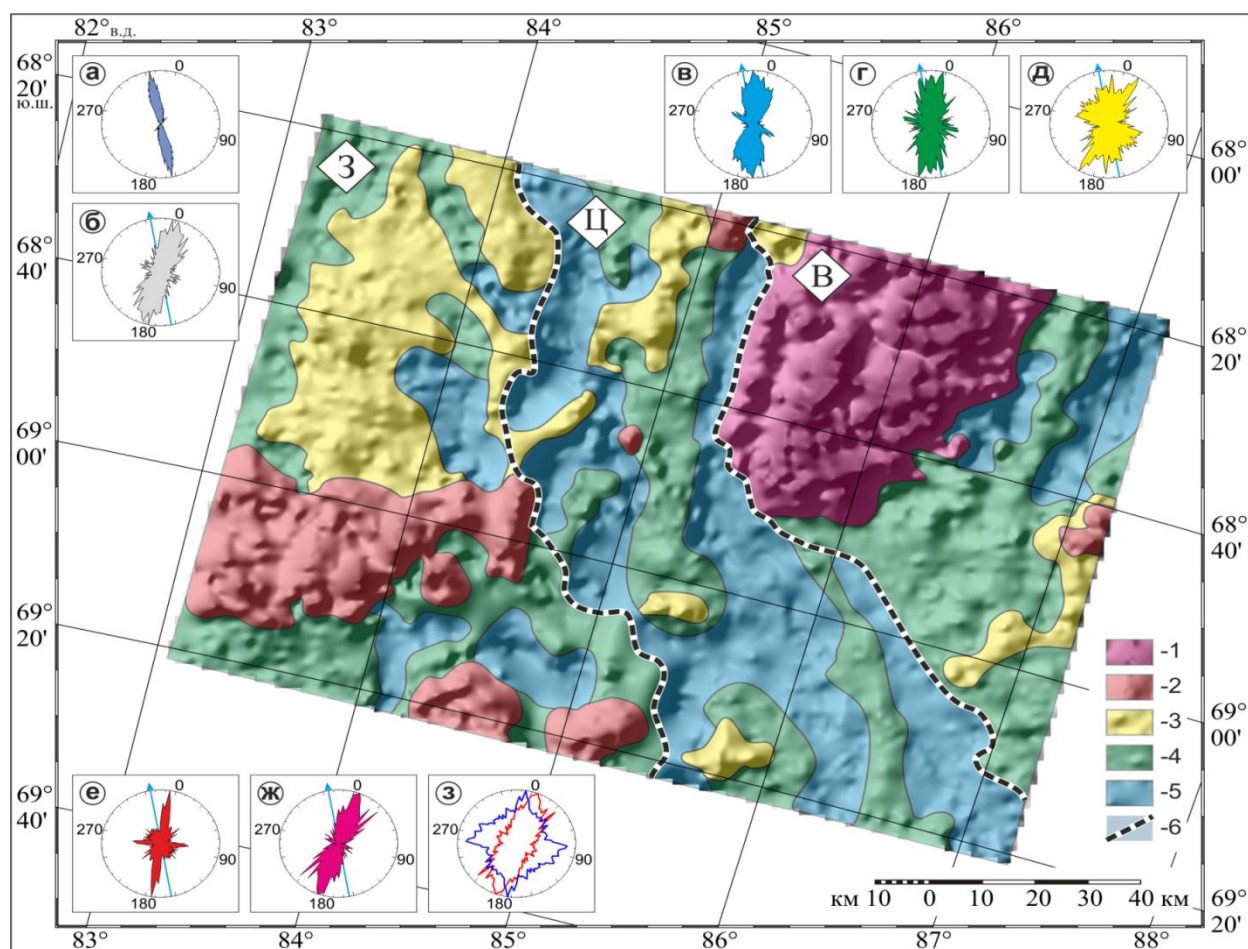


Рис. 3. Морфоструктурная схема района работ (Рис. 8.13 отчёта)

1 – низкогорный массив Браун; 2 – холмистые возвышенности; 3 – низменные равнины; 4 – низменности; 5 – котловины и желоба; 6 – границы крупных орографических областей. В- восточная область; З- западная область; Ц- центральная область. На врезках показаны розы-диаграммы: а- линий тока ледника, а также линейментов подлёдного рельефа: б- всего района работ; в- котловин и желобов; г- низменностей; д- низменных равнин; е- холмистых возвышенностей; ж- низкогорного массива Браун; з- восточной области (красная кривая) и западной области (синяя кривая). Синей стрелкой показано генеральное направление течения ледника.

В общем, структурно-тектоническом плане подлёдные отрицательные структуры, которые можно назвать подводными каньонами, имеют ярко выраженное субмеридианальное направление, подтверждаемое предыдущими исследованиями в этом районе (Рис. 5).



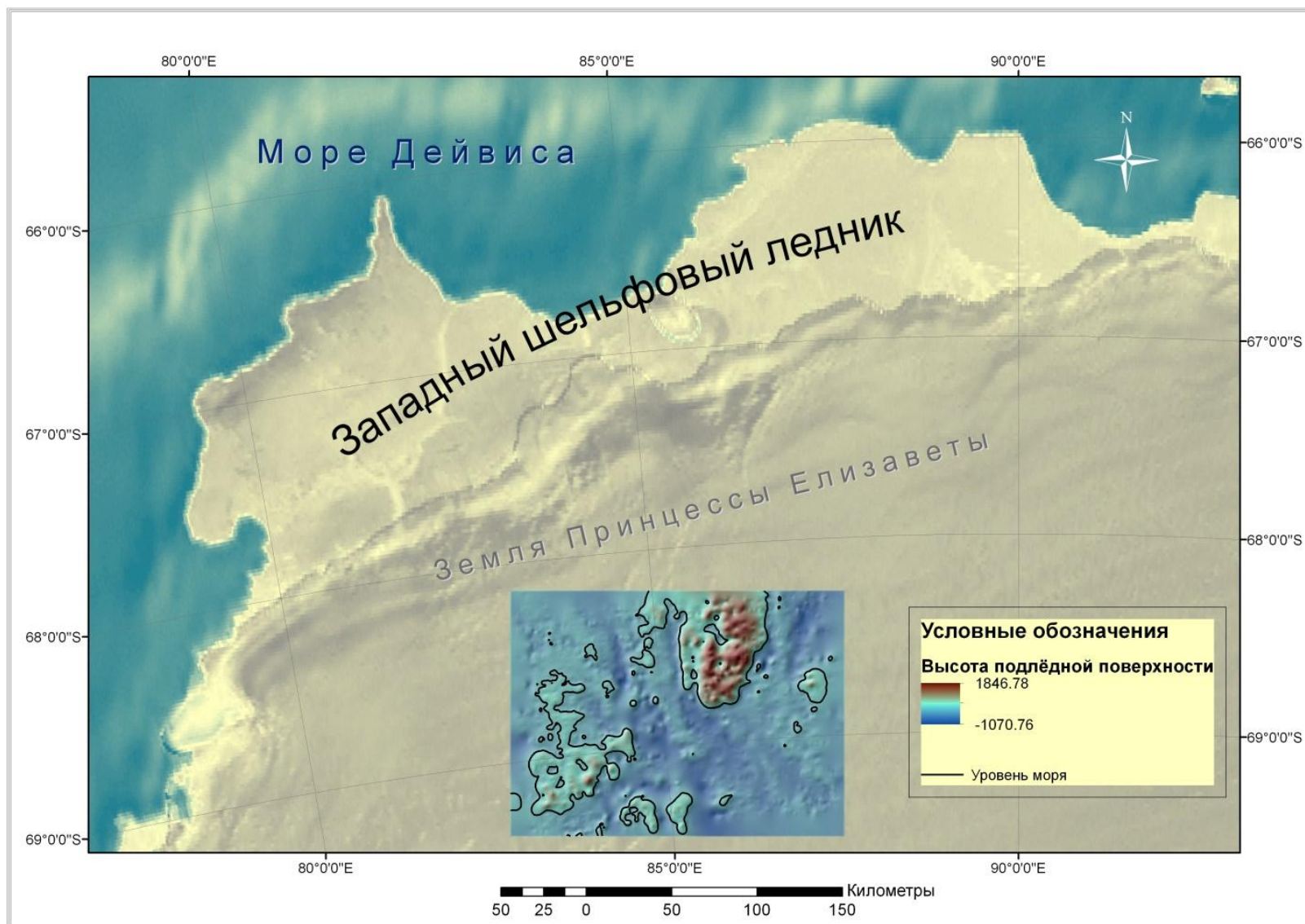


Рис. 4. Рельеф подлёдной поверхности и положение района работ 58 РАЭ относительно побережья Антарктиды и Западного шельфового ледника

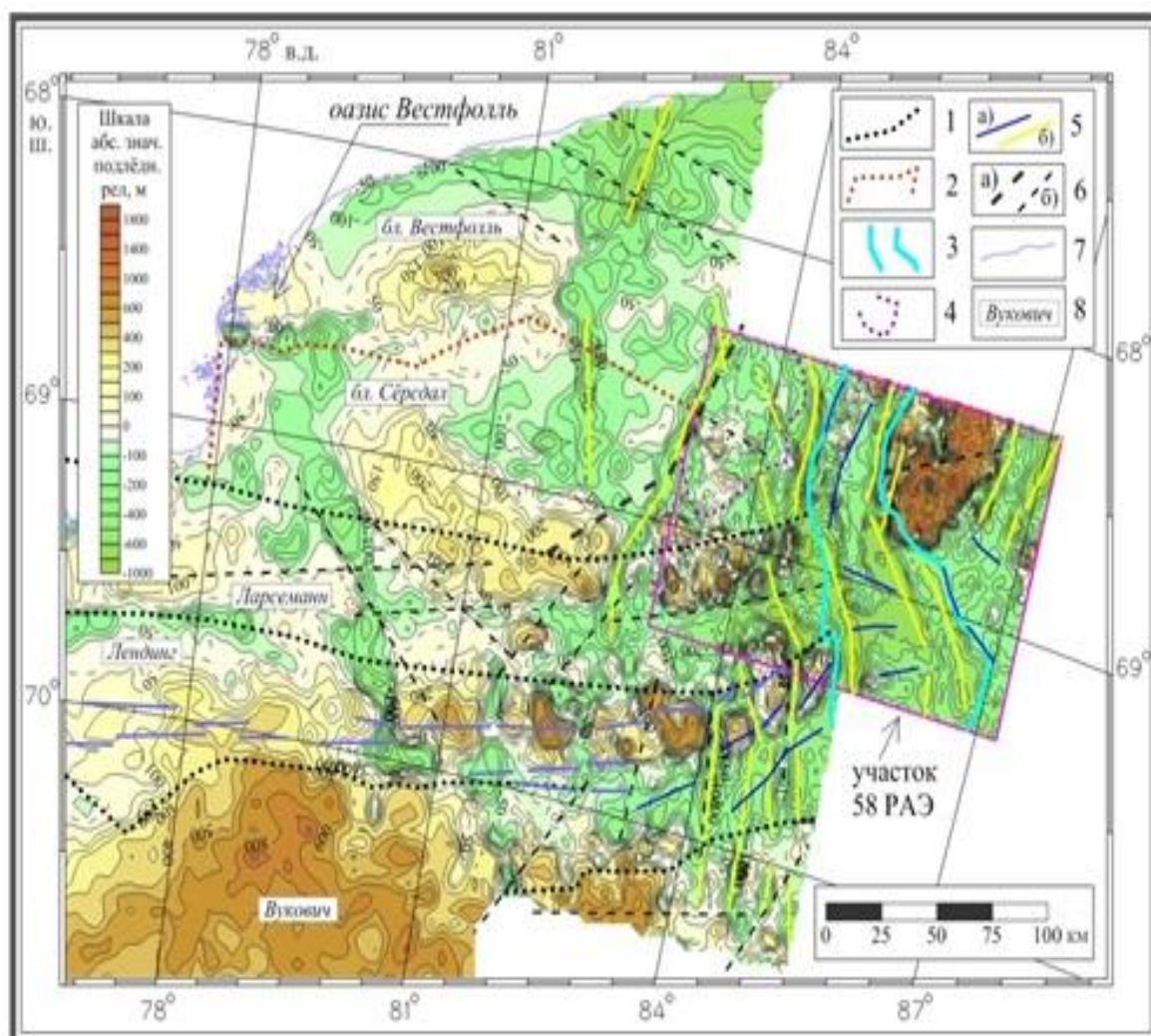


Рис. 5. Карта подлёдного рельефа участка 58 РАЭ и прилегающих территорий Земли Принцессы Елизаветы с элементами тектонического районирования и интерпретации (Рис 8.17 отчёта с изменениями)

*Границы (1–3):* 1 – зон тектонического районирования (по аэромагнитным данным); 2 – блока Сёрсдал; 3 – Центральной области районирования магнитного поля участка 58 РАЭ; 4 – магматиты основного состава (интрузии, пластовые тела) и границы их распространения на участке съёмки; 5 – оси локальных аномалий, а) положительных магнитных, отождествляемых с дайками основного состава, трассирующими разрывную тектонику, б) оси долин подлёдного рельефа; 6 – линии нарушения корреляции магнитного поля: а) крупные, б) более высокого порядка; 7 – линия берега; 8 – названия зон (блоков).

Окончательно ответить на вопрос, принадлежит ли данный район к шельфу моря Дейвиса, можно будет, если последующие работы позволят установить наличие под ледником слоя воды в жидком состоянии и сообщается ли он с этим морем.

Континентальную границу шельфа окружающих морей можно будет определить по положению нулевой изогипсы (нулевой изобаты) при совместном рассмотрении подлёдного рельефа и подводного рельефа окружающих морей.

## 2. Связь движения ледника с подлёдным и поверхностным рельефом

Чтобы определить от чего зависит скорость и направление движения ледника в исследуемом районе, необходимо более подробно рассмотреть рельеф подлёдной и дневной поверхности. В тексте отчёта приводятся данные о движении ледникового покрова в районе исследований (см. раздел 8.4.2 отчёта), но не рассматривается связь его ни с подледниковым, ни с поверхностным рельефом.

По тексту отчёта: «Район аэрогеофизических работ расположен на периферии восточно-антарктического ледникового покрова. Высота его поверхности изменяется от 1260 м на северо-западе до 2210 м на юго-востоке и, следовательно, характеризуется уклоном 4,75 м/км (около 20 угловых минут). Тем не менее, даже такой незначительный уклон приводит к течению всей массы ледника в одном генеральном направлении с азимутом приблизительно 335° со скоростью, согласно [Rignot *et al.*, 2011], приблизительно от 10–20 м/год на юго-востоке, до 80–100 м/год на северо-западе».

Приведённая в отчёте морфоструктурная схема района работ (см. Рис. 3, Рис. 8.12 отчёта) констатирует тот факт, что «подлёдная топография характеризуется наличием ярко выраженного меридионального простираия линеаментов (врезка б), не совпадающего с генеральным направлением течения ледника (врезка а)». В отчёте не рассматривается также связь изменения скорости движения льда в данном районе, приведённое ранее, с рельефом подлёдной и дневной поверхности района работ. Однако, представляет определённый интерес сопоставить направление и скорость движения ледника с рельефом подлёдной и дневной поверхности в данном районе.

Если по имеющимся в нашем распоряжении аэрорадиолокационным данным определить генерализованное направление тренда подлёдной поверхности, то оно окажется обратным относительно направления движения льда района исследований. Значения тренда составляют 73 м на северо-западе и -367 м на юго-востоке (использовались возможности 3-Д анализа программы ArcGIS фирмы ESRI). Таким образом, ни линеаменты подлёдного рельефа всего района работ, ни, тем более, тренд подлёдной поверхности не могут объяснить приведённые ранее и наблюдаемые на поверхности ледникового покрова направление и изменение скорости движения льда в данном районе Антарктиды.

Совершенно другое впечатление складывается, если рассмотреть движение льда и рельеф дневной поверхности района работ. На Рис. 6 представлен тренд дневной поверхности района исследований и направления её уклона относительно побережья Антарктиды и Западного шельфового ледника, построенные с помощью инструментов ArcGIS.

Значительная часть склонов северо-западного направления в этом районе практически совпадает с генерализованным направлением движения льда (см. Рис. 3, врезка а). Помимо этого, на тренде наблюдается лёдораздел направления север-юг и фрагмент склона дневной поверхности северо-северо-восточного направления. Наличие лёдораздела и такие направления склонов как раз хорошо объясняет формирование севернее двух «языков» Западного шельфового ледника.

Если принять, что лёд здесь движется прямолинейно, а скорость движения льда в этом районе изменяется равномерно, то можно рассматривать это движение как равнопеременное.

График скорости, при равнопеременном движении представляет собой прямую линию, наклонённую относительно оси абсцисс на угол  $\beta$ , на котором начальному моменту времени  $t_1$  соответствует начальная скорость  $v_1$ , и моменту времени  $t_2$  скорость  $v_2$  [Яворский, 1981]:

$$\operatorname{tg} \beta = \frac{v_2 - v_1}{t_2 - t_1} = a \quad (1)$$



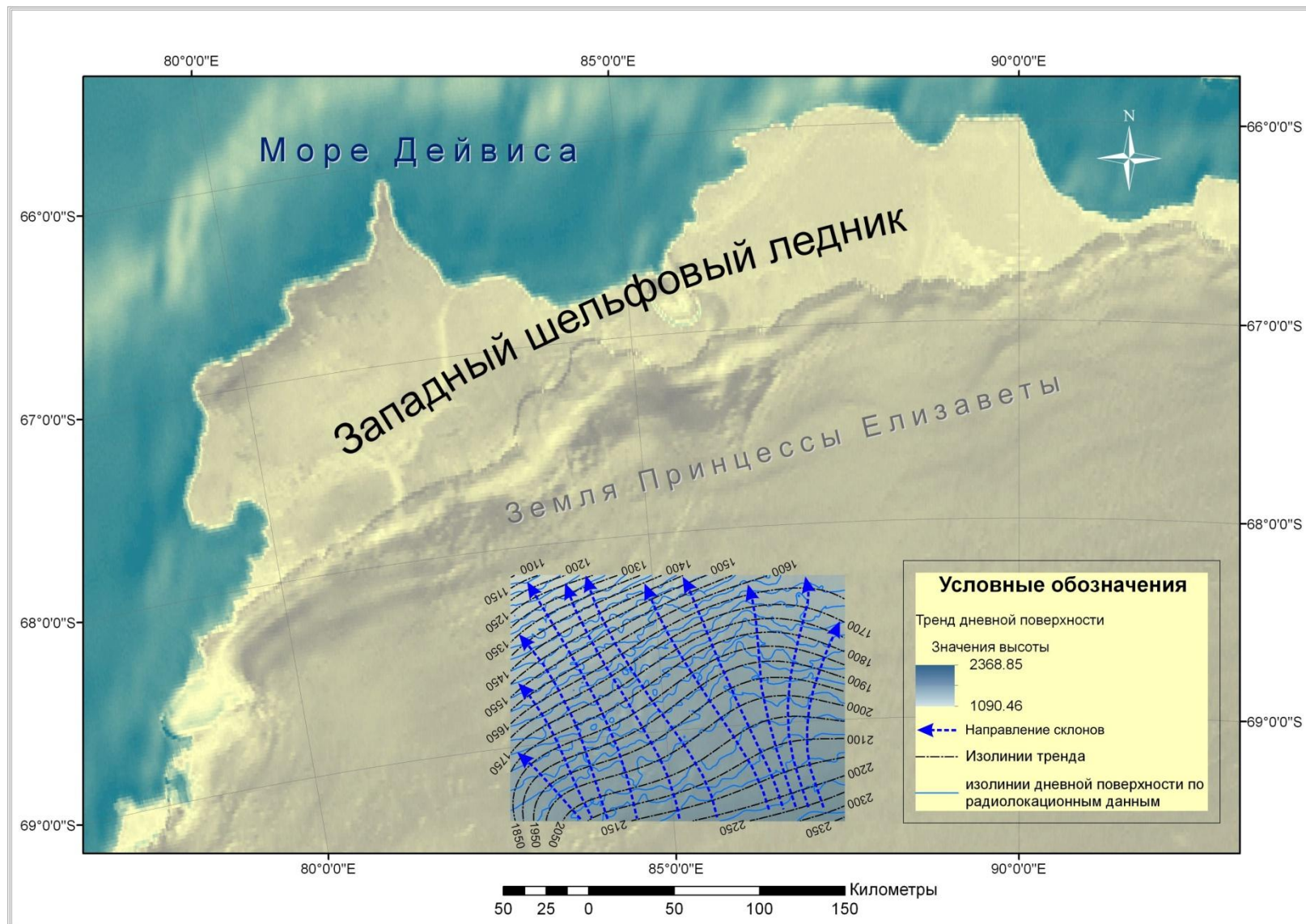


Рис. 6. Тренд дневной поверхности района исследований и направления её уклона относительно побережья Антарктиды и Западного шельфового ледника

Определим величину ускорения для участка исследуемого района по одному из склонов северо-западного направления (Рис. 6) по формуле 1. Величины скорости движения льда можно взять как середины представленных ранее интервалов скоростей, т.е. 15 м/год ( $0,48 \cdot 10^{-6}$  м/с) начальную и 90 м/год ( $2,85 \cdot 10^{-6}$  м/с) конечную. Разность времён наблюдения составит 1 год ( $31,558 \cdot 10^6$  с). Величина ускорения в этом случае получится равной  $0,075 \cdot 10^{-12}$  м/с<sup>2</sup>.

Мощность льда в районе исследований изменяется в очень больших пределах от 0 до – по тексту отчёта: «Максимальная зарегистрированная мощность ледника 3160 м при его средней мощности 1970 м. После интерполяции данных на регулярную сеть (гридирования) максимальное значение мощности составило 3040 м, среднее значение – 1980 м», т.е. в различных частях изучаемого района в больших пределах должна изменяться и масса перемещаемого льда. Ускорение, получаемое телом под воздействием перемещающей силы, зависит от массы тела. В соответствии со вторым законом Ньютона, сила, сдвигающая тело (в нашем случае слой снега, фирна или льда), определяется как произведение массы на её ускорение [Иродов]:

$$F = ma \quad (2)$$

Если горизонтальная составляющая силы,двигающей ледник постоянна (что следует из данных о скорости движения льда в районе исследований), то из соотношения 2, если движение ледникового покрова подчиняется законам физики, при изменении массы льда, должно в больших пределах изменяться ускорение, а значит и скорость движения. Сведений о значительных изменениях скорости движения льда в разных частях изучаемой территории нет, поэтому необходимо рассмотреть другой механизм возникновения движения.

Чтобы такой парадоксальной ситуации не возникало необходимо рассматривать движение только части ледникового покрова более-менее постоянной массы. В первую очередь это поверхностная часть ледника, представленная снегом, фирном и молодым льдом, движение которой мы и наблюдаем фактически. Движение этой части ледникового покрова легко объяснить наличием наклона дневной поверхности и возникновением на нём скатывающей силы, направленной по склону.

Если объяснять движение ледника в этом районе наличием здесь уклона дневной поверхности, то для тел, расположенных на наклонной плоскости, должно выполняться соотношение между силой сдвигающей тело по этой плоскости и силой противодействующей движению, т.е. силы трения.

При движении тела по наклонной плоскости, как в нашем случае, существует взаимодействие между силой смещающей слой льда, которой является горизонтальная составляющая веса слоёв, вовлечённых в движение по склону под углом  $\alpha$ , и силой ей препятствующей. Если ось X направить по склону, то характер такого движения можно описать формулой [Иродов]:

$$ma_x = mg \sin \alpha - kmg \cos \alpha, \quad (3)$$

где  $m$  – масса тела,  $a_x$  – ускорение вдоль оси X (по склону),  $g$  – ускорение свободного падения,  $\alpha$  – угол склона относительно горизонта,  $k$  – коэффициент трения или сопротивления движению.

Выражение 3 представляет собой уравнение, определяющее соотношение сил вызывающих движение с ускорением и силы, ей препятствующей. В этом выражении сила, направленная в противоположную движению сторону, т.е. препятствующая движению, зависит от перемещаемой массы, угла наклона поверхности и коэффициента трения  $k$ . В качестве этого коэффициента может выступать внутреннее трение.



Для известных в настоящее время свойств льда характерным является достаточно низкое значение коэффициента внутреннего трения при больших отрицательных температурах и его резкое увеличение при температуре, близкой к температуре плавления. Например, для антарктического льда при температуре  $-5^{\circ}\text{C}$  величина  $\text{tg}\varphi$ , характеризующая внутреннее трение, составляет 0,012–0,026, а при температуре  $-50\ldots -70^{\circ}\text{C}$  уменьшается до 0,0075 [Богородский, 1980]. Логично, что в соответствии с этим, скорость горизонтального движения с глубиной будет уменьшаться, достигнув на какой-то глубине нулевого значения. Это предположение подтверждается натурными наблюдениями в Восточной Антарктиде [Марков, 2006].

Если по склону дневной поверхности в районе исследований с указанной ранее скоростью движется только верхний слой ледникового покрова, можно попробовать определить каким может быть коэффициент внутреннего трения в движущихся слоях при таких условиях. Полученное ранее значение ускорения слишком мало, чтобы учитывать его в левой части выражения 3, но в то же время, движение существует даже с таким малым ускорением, т.е. правая часть выражения 3 положительна. Отсюда следует, что сила сдвига больше силы сопротивления. Если решить это выражение как неравенство относительно  $k$ , то оно сведётся к виду:

$$k < \frac{\sin\alpha}{\cos\alpha} \quad (4)$$

Из выражения 4 при указанной ранее величине наклона дневной поверхности (20 угловых минут) величина трения должна быть ниже 0,00576, что значительно меньше трения льда по льду, равному 0,028 [Кошкин, 1976].

Вполне реально предположить, что в данном районе с указанными ранее скоростями движутся только верхние слои льда, а скорость постепенно уменьшается с глубиной, где температура льда выше и, соответственно, выше коэффициент внутреннего трения, препятствующий движению.

### **3. Сопоставление формы и глубины залегания подлёдной поверхности по данным радиолокационных и сейсмических исследований**

Сейсмические зондирования 57 и 58 РАЭ за пределами западного борта озера Восток были проведены между точками наблюдений 11113–14856 маршрута у04а американских аэроадиолокационных исследований LVS, проведённых в 2001 г (см. Рис 9.1 отчёта). Временной радиолокационный разрез всего маршрута у04а и участка, на котором были проведены работы МПВ, приведены на Рис. 7.

То, что по одному и тому же участку в Антарктиде были проведены два независимых геофизических исследования, даёт нам возможность сопоставить форму и положение подлёдной поверхности, полученными двумя независимыми методами. В результате раздельной интерпретации радиолокационных и сейсмических данных форма и положение подлёдной поверхности должны быть всё же одинаковыми, либо близкими. В отчёте приведены форма и положение подлёдной поверхности, полученные в результате моделирования прохождения сейсмических волн с помощью программы SeisWide (см. Рис. 9.5 отчёта). Форма и положение этой поверхности, которые могут быть получены по радиолокационным данным, в отчёте не приводится, не ясно также явились ли они основой для моделирования.

На временном радиолокационном разрезе могут присутствовать искажения формы изучаемой поверхности относительно истинной за счёт наличия в разрезе нескольких слоёв с различными физическими свойствами, в нашем случае с различными скоростями распространения электромагнитных волн.

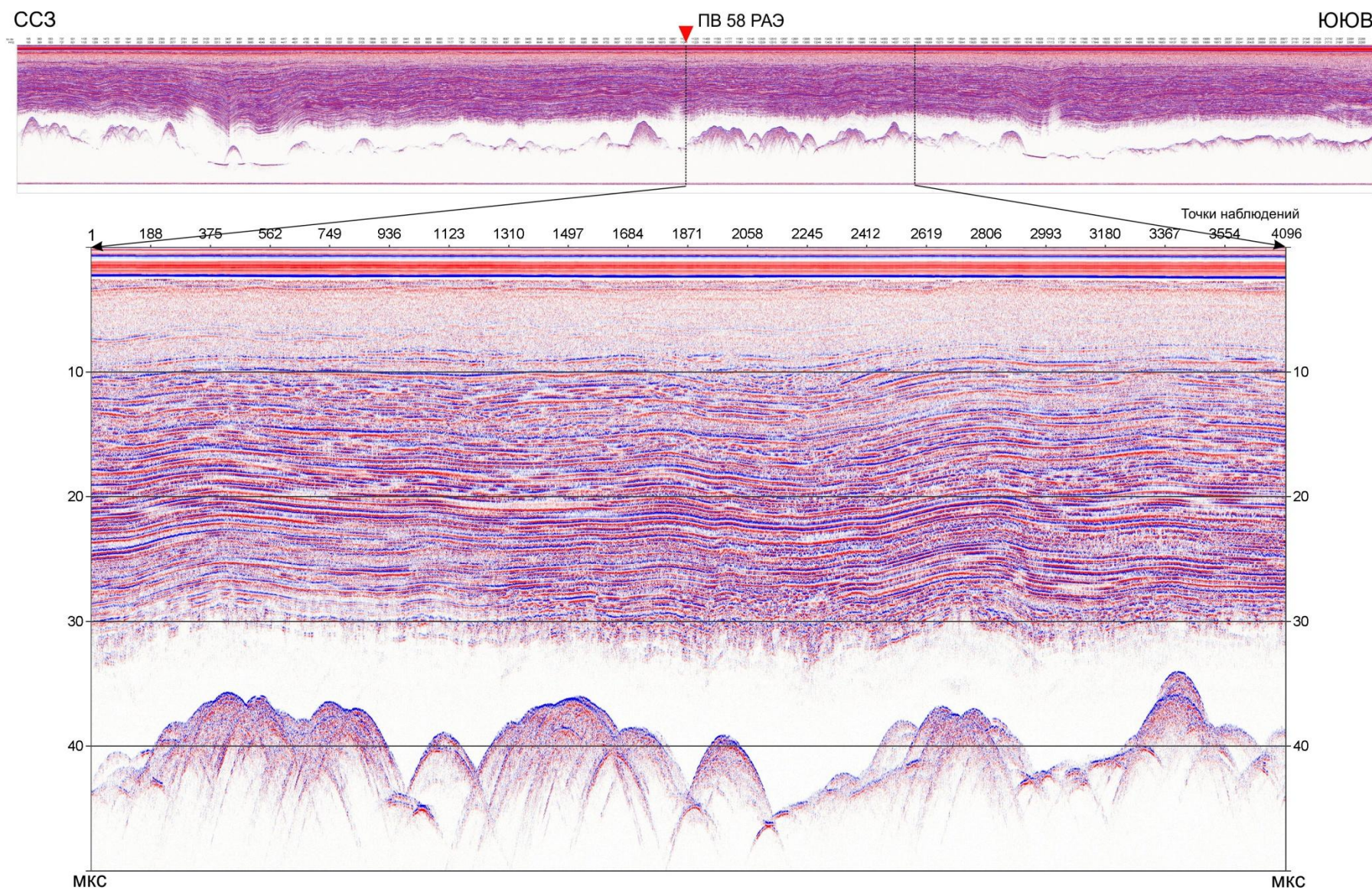


Рис. 7. Маршрут у04а американских аэрофотолокационных исследований LVS (вверху) и участок проведения сейсмических зондирований ПМГРЭ 58 РАЭ (внизу)

Если в разрезе имеется слой с низкой скоростью, то при увеличении мощности этого слоя на временном разрезе будет наблюдаться увеличение наблюдаемого времени. Пересчёт такого временного разреза в глубинный должен производиться с использованием двух и более скоростей, что даст более реальную форму изучаемой поверхности. Попробуем пересчитать представленный ранее фрагмент временного радиолокационного разреза в глубинный, учитывая один или два разно скоростных слоя в леднике.

Для определения значений времени на временном разрезе для каждой точки наблюдений по различным целевым горизонтам можно воспользоваться написанной автором программой *Skolka\_gis*, позволяющей определить значения трасса-время по каждому горизонту и записать их в текстовый файл для дальнейших расчётов (Рис. 8). В качестве входной информации для программы могут использоваться временные разрезы сейсмических или радиолокационных данных в любом графическом растровом формате (рисунки временных разрезов).

С помощью этой программы с фрагмента временного радиолокационного разреза маршрута у04а автором были «сколоты» значения трасса-время для трёх целевых горизонтов: дневной поверхности, подошвы ледникового покрова (кровли однородной зоны) и подлёдной поверхности.

При интерпретации радиолокационных и сейсмических данных исполнителями отчёта 58 РАЭ ледниковый покров считался однородным по всей мощности со скоростью распространения электромагнитных волн  $168.4 \pm 0.5$  м/мкс и скоростью распространения сейсмических волн 3.92 км/с (см. разделы 8, 9, 10 отчёта). При разделении ледникового покрова на два слоя: собственно ледник и однородную зону, которой может быть вода, скорость распространения электромагнитных волн в ней возьмём равной 33 м/мкс [Богородский, 1970]. Эти скорости были использованы при пересчёте полученных в результате «сколки» значений в глубинные разрезы с помощью программы *Microsoft Excel*. Были получены значения мощностей и глубины залегания слоёв в ледниковом покрове для однослойной и двухслойной модели. Для двухслойной модели мощность слоя воды (однородной зоны) составила от 47 до 143 м. Результаты расчётов представлены на Рис. 9 (Рис. 9.5 отчёта с изменениями и дополнениями).

На Рис. 9 можно заметить, что на представленной в отчёте сейсмической модели ни форма подлёдного рельефа (каменного основания), ни глубина его залегания частично не совпадают с формой и положением подлёдного рельефа по радиолокационным данным. На сейсмическом разрезе форма поверхности выглядит несколько выположенной по отношению к полученному по радиолокационной однослойной модели, и нет соответствия в положении и рельефе отдельных его форм. Рельеф по двухслойной радиолокационной модели выглядит наиболее выровненным и расположен на меньшей глубине. В этом как раз и проявляется влияние низкоскоростного слоя.

Чтобы уточнить правомерность полученных значений глубины залегания подлёдной поверхности можно воспользоваться методикой обработки лучевых траекторий преломленных волн, используемой в сейсморазведке [Р. Шерифф, 1987]. Данная методика позволяет определить мощности горизонтально залегающих слоёв, имеющих плоские преломляющие границы, разделяющие слои со скоростями  $V_1, V_2 \dots V_i$ , причём скорости с глубиной увеличиваются  $V_2 > V_1$ . Расчёты глубины залегания очередного слоя  $h_n$  производятся по формуле:

$$h_n = \frac{V_n}{2 \cos \Theta_n} (t_n - \sum_{i=1}^{n-1} \frac{2h_i \cos \Theta_i}{V_i}), \quad (5)$$

где  $\Theta$  – критический угол падения, определяемый соотношением  $\sin \Theta = V_1/V_2$ .



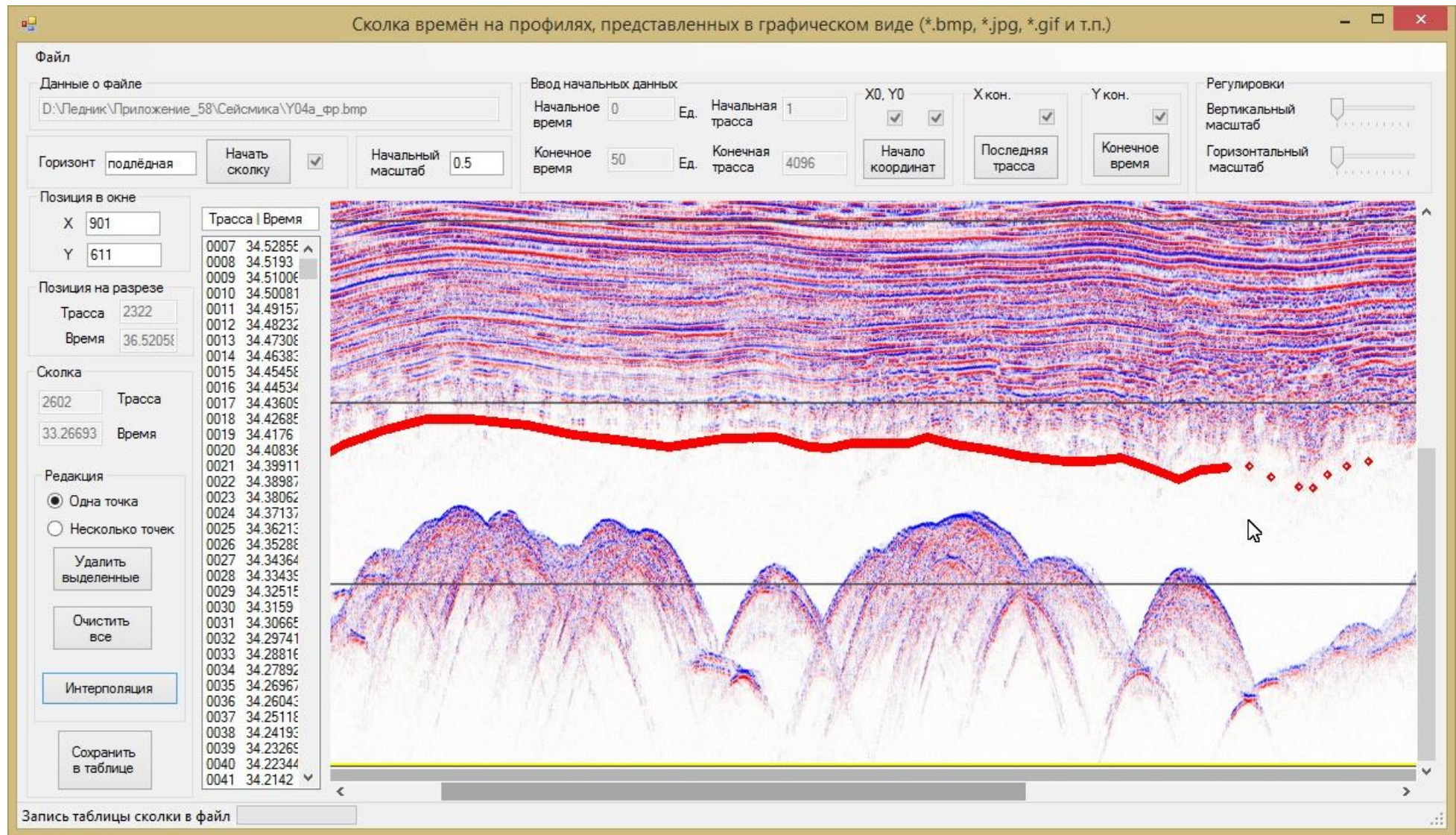


Рис. 8. Внешний вид программы, позволяющей определять значения времени на сейсмических или радиолокационных разрезах и сохранять их в текстовом файле (программа сколки)

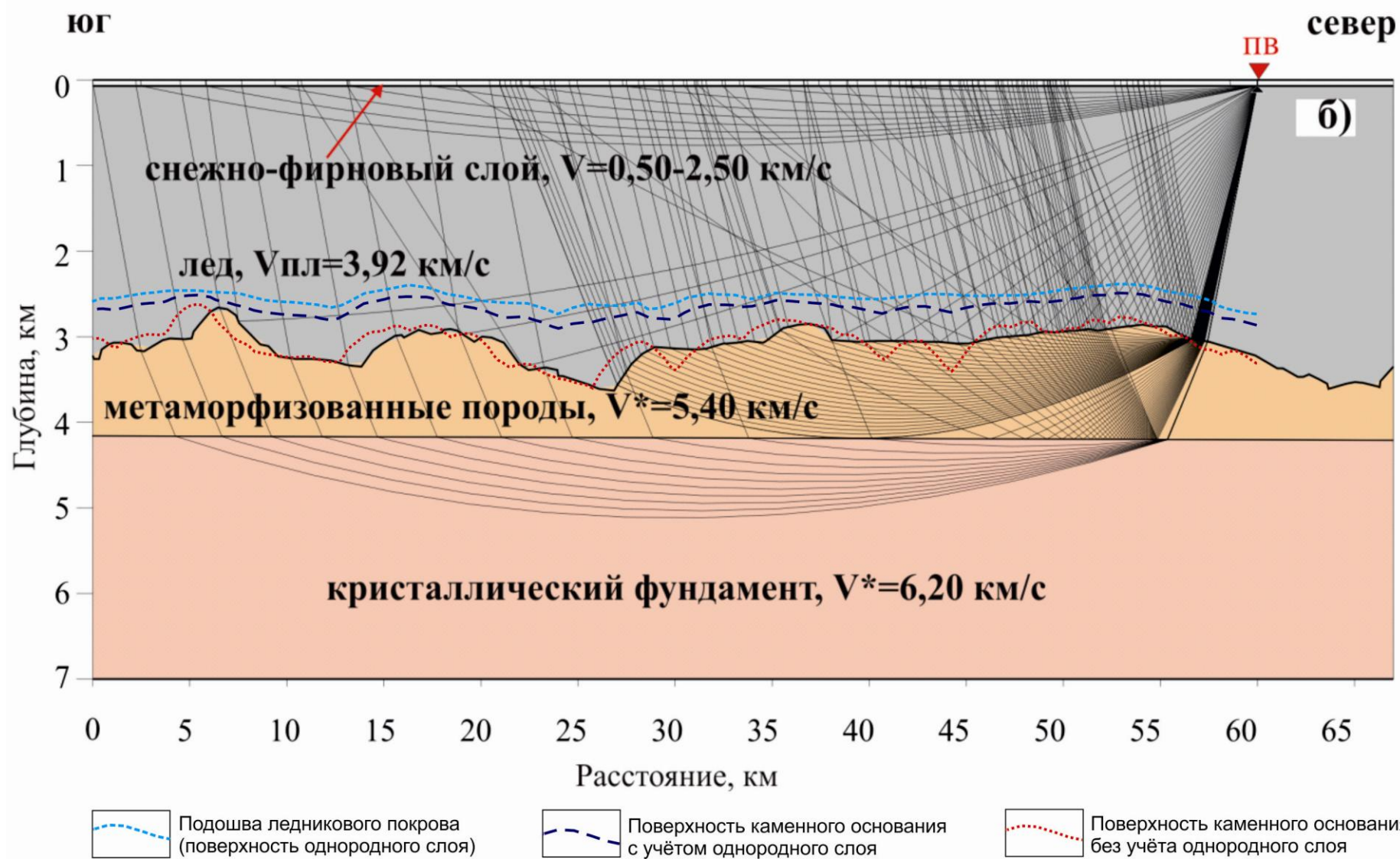



Рис. 9. Положение и форма подлёдной поверхности при моделировании сейсмических данных, радиолокационных данных и при наличии однородного слоя, в качестве которого может быть слой талой воды (Рис. 9.5 отчёта с изменениями и дополнениями)



Данный алгоритм заложен в программу WinZond, которая используется в ПМГРЭ для обработки данных морских сейсмических исследований МПВ. С помощью программы WinZond были получены значения мощностей и глубины залегания для слоёв, слагающих сейсмическую модель данного района Антарктиды (Рис. 10).



The screenshot shows the WinZond software window with a menu bar (Файл, Данные, Окно, Помощь) and a toolbar. The main window displays a table titled 'Untitled' with the following data:

Слой	V, км/с	Trefr, с	X, км	НН, км	Н, км	T <sub>0</sub> , с	Trefl, с	Vэфф, км/с
1	1.000	0.000	0.000	0.100	0.000	0.000	0.200	1.000
2	3.920	6.200	24.000	2.786	0.100	0.078	1.621	3.560
3	5.400	7.100	32.000	1.001	2.886	1.174	1.992	3.902
4	6.200	8.900	46.000	0.000	3.886	1.481	0.000	0.000
5								
6								
7								

Рис. 10. Результат интерпретации сейсмических зондирований МПВ 58 РАЭ с помощью программы WinZond

Входные данные: V, км/с – пластовая скорость распространения сейсмических волн в слое, Trefr, с – время наблюдения преломленной волны на годографе, X, км – расстояние от пункта взрыва, на котором наблюдается преломленная волна.

Рассчитанные данные: НН, км – мощность слоя, Н, км – глубина залегания кровли слоя, T<sub>0</sub>, с – фиктивное время наблюдения преломленной волны в точке взрыва, Trefl – время прихода отражённой волны от данного слоя, Vэфф, км/с – эффективная скорость для расположенных в разрезе слоёв с учётом их мощности.

Определение времён  $t_n$  и соответствующих им удалений  $x_n$  для годографов сейсмических исследований 58 РАЭ представлено на Рис. 11. В нашем случае программой WinZond по формуле 8 определены глубины залегания четырёх слоёв и мощности трёх слоёв со следующими скоростями: снег и фирн – слой мощностью 100 м со средней скоростью 1 км/с, слой льда со скоростью 3,92 км/с, слой метаморфизованных пород со скоростью 5,4 км/с и подстилающий их слой кристаллического фундамента со скоростью 6,2 км/с. Эти данные были введены в соответствующие поля программы.

Полученные значения глубины залегания подлёдной поверхности (кровля метаморфизованных пород на сейсмической модели) близка к значениям, полученным при радиолокационной двухслойной модели. Таким образом, можно достаточно уверенно говорить о наличии низкоскоростного слоя под ледниковым покровом. Окончательное сопоставление формы и глубины расположения подлёдной поверхности потребует пересмотра сейсмической модели в программе SeisWide, с включением в неё низкоскоростного слоя. По большому счёту пересмотра требуют и имеющиеся в нашем распоряжении радиолокационные данные, т.к. наличие такого слоя может изменить рельеф и глубину залегания подлёдной поверхности.



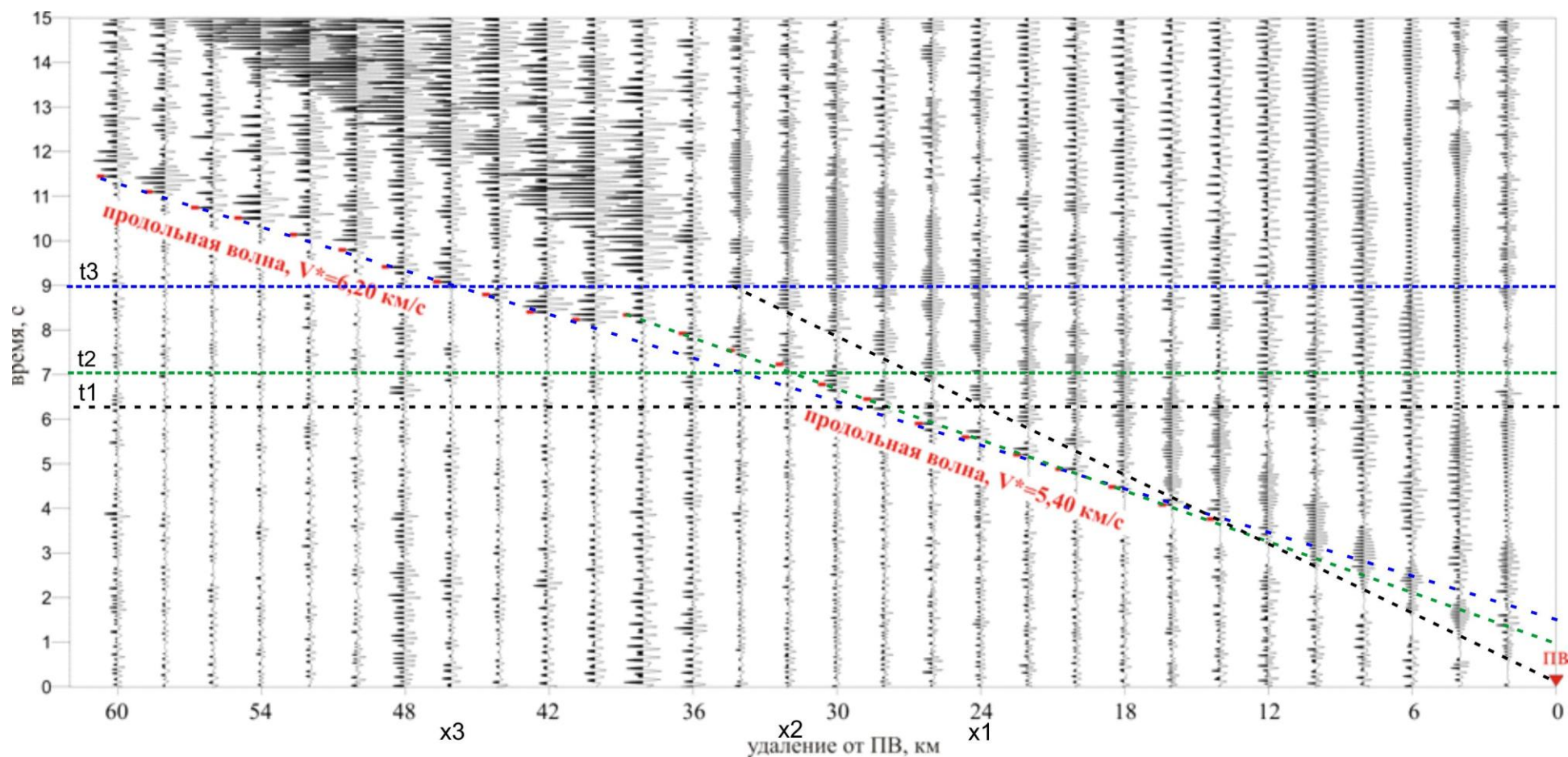


Рис. 11. Определение  $t$  и  $x$  по годографам преломленных волн для трёх основных преломляющих границ в районе работ (Рис. 9.4 отчёта с дополнениями)

Пунктирными линиями показаны годографы преломленных волн и соответствующие им времена наблюдения  $t_1$ – $t_3$  на удалениях от пункта взрыва  $x_1$ – $x_3$ .

#### 4. Структуры неустановленной природы под ледниковым покровом

В тексте отчёта упоминается об обнаружении под ледниковым покровом «линз-нашлёпок» (см. раздел 8.3.2. отчёта). Они имеют хорошо выраженную линзовидную форму и обнаружены на отдельных маршрутах между ледниковым покровом и подстилающим каменным основанием на северо-западе района работ.

Пример таких структур представлен на Рис. 12. Размер этих структур составляет ~1–2 км, что затрудняет их прослеживание от маршрута к маршруту при расстоянии между маршрутами 5 км. К сожалению, в ходе работ 58 РАЭ такие структуры наблюдаются только на рядовых маршрутах, ни на секущих, ни на диагональных подобных образований нет. Вертикальные размеры выявленных тел установить невозможно, т.к. неизвестны их физические свойства. На радиолокационных разрезах их величина составляет 1,0–1,5 мкс.

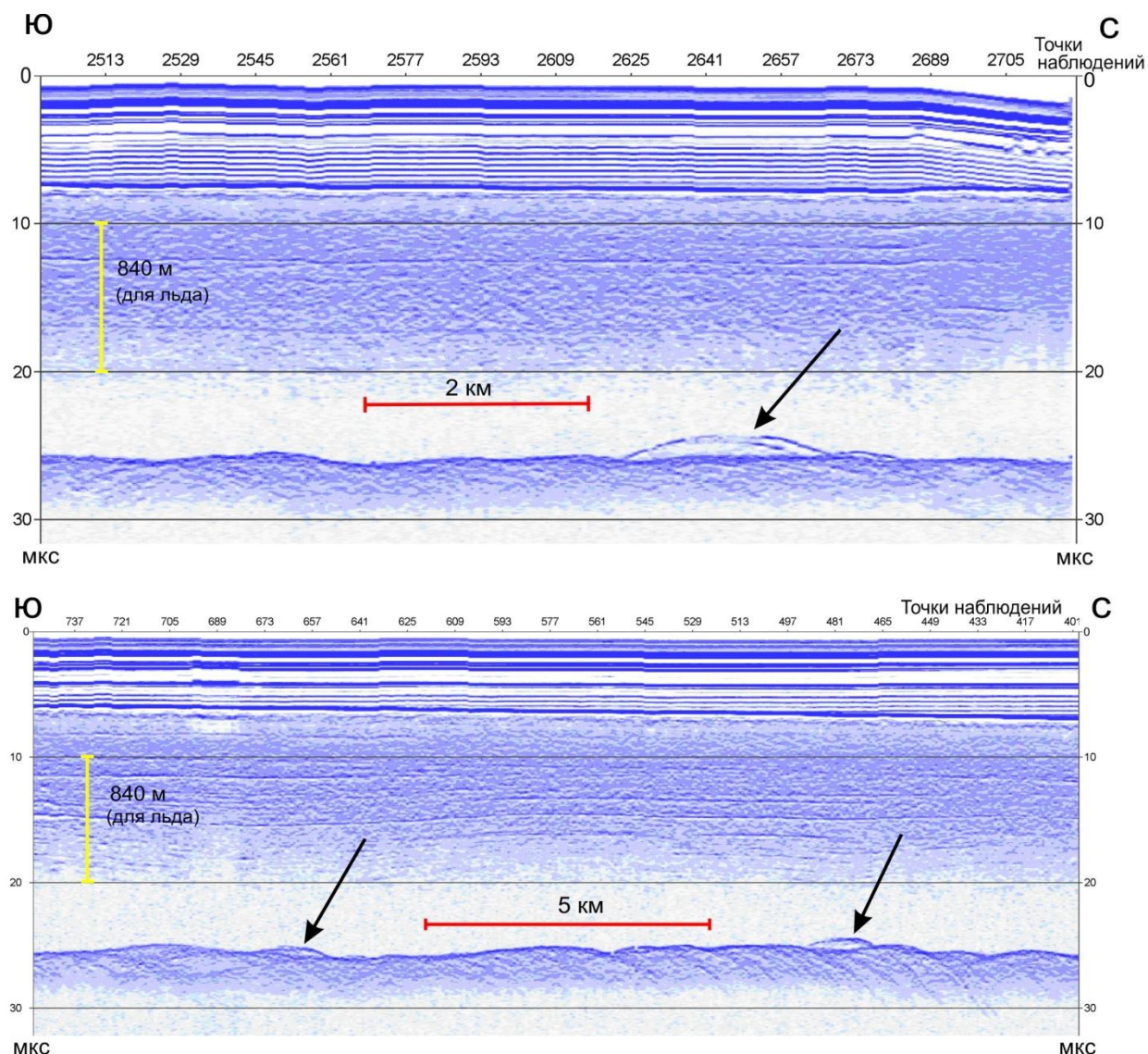


Рис. 12. Фрагменты аэроадиолокационных маршрутов РМ 04 (вверху) и РМ 05 (внизу) (см. Рис. 8.1 отчёта) с проявлениями подледниковых структур неустановленной природы (показаны стрелками)

В настоящее время затруднительно установить природу образования таких структур, т.к. они обнаружены впервые и ещё не стали предметом детальных исследований. То, что они обнаружены на достаточно выровненном подлёдном рельефе (см. Рис. 1–5) может говорить о том, что причиной их возникновения не могут быть боковые отражения от находящихся вблизи резких поднятий подлёдного рельефа.

Имеется публикация об обнаружении под ледниковым покровом на куполе А донного намёрзшего льда (Frozen-on ice) [Robin E. Bell *et.al.*, 2011]. Имеется ли аналогия с этим льдом, обнаруженных в 58 РАЭ структур пока не понятно.

В интернете можно встретить высказывания о существовании так называемого «Внутриводного льда», представляющего собой скопление ледяных кристаллов, находящихся в толще воды или на дне водоёмов (рек, озёр, водохранилищ, морей). Представляет собой губчатую непрозрачную массу. Водный лёд образуется при охлаждении воды ниже температуры замерзания и наличии ядер кристаллизации (частицы взвешенных наносов, пузырьки холодного воздуха, погруженные в воду предметы и др.) [<http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/75085>]. Насколько обнаруженные структуры попадают под это определение, ещё предстоит установить.

В любом случае изучение подобных подлёдных образований представляет определённый интерес, т.к. это может помочь нам понять какие процессы происходят под ледником. Следует обратить внимание на имеющиеся в нашем распоряжении радиолокационные разрезы на предмет обнаружения, определения размеров и возможного прослеживания аналогичных образований.



### Заключение

Проанализировав имеющиеся в нашем распоряжении радиолокационные и сейсмические данные, полученные ПМГРЭ в Восточной Антарктиде, можно сделать несколько важных выводов, не отражённых в основном тексте отчёта.

1. По рельефу подлёдной поверхности район исследований 58 РАЭ может принадлежать шельфу моря Дейвиса, продолжающегося в северном направлении.
2. Причиной образования двух «языков», расположенного севернее Западного шельфового ледника, может служить уклон дневной поверхности соответствующего направления в районе исследований.
3. Необходимо рассматривать движение только верхней части ледникового покрова более-менее постоянной массы, которая переходит севернее в Западный шельфовый ледник.
4. Скорость движения льда, видимо, достаточно быстро уменьшается с глубиной вследствие увеличения внутреннего трения в слоях льда.
5. Интерпретация данных сейсмических зондирований МПВ 58 РАЭ может подтверждать наличие под ледниковым покровом низкоскоростного слоя небольшой мощности, которым может быть талая вода.
6. В районе работ на радиолокационных разрезах между однородной зоной в ледниковом покрове и подстилающим каменным основанием наблюдаются структуры, не встречавшиеся ранее и имеющие хорошо выраженную линзовидную форму, которые могут образовываться из воды при её охлаждении.

Высказываемые предположения могут быть подтверждены результатами проведения дополнительных исследований в этих направлениях.

1. Целесообразно построить рельеф подлёдной поверхности всего изученного радиолокацией побережья Земли Мак-Робертсона и Земли Принцессы Елизаветы и сопоставить его с рельефом дна окружающих морей с целью определения континентальной границы шельфа.
2. Необходимо провести анализ соответствия рельефа дневной поверхности и скорости и направления движения льда на других изученных территориях Восточной Антарктиды.
3. Нужно проводить радиолокационные и сейсмические наблюдения различными методиками на одних и тех же участках подлёдной поверхности и их совместную интерпретацию.
4. Целесообразно провести детальные радиолокационные исследования на тех участках подлёдной поверхности, где были обнаружены ранее не встречавшиеся структуры. Определить природу образований по радиолокационным данным невозможно, для однозначного определения физических свойств обнаруженных тел необходимо бурение.

## Использованная литература

### Опубликованная

1. Богородский В.В., Гаврило В.П., Лёд. Ленинград, Гидрометеиздат 1980, 384 стр.
2. Богородский В.В., Трепов Г.В., Фёдоров Б.А., Хохлов Г.П. Использование электромагнитных волн, распространяющихся в пресной воде для активной локации и других целей. Труды ААНИИ, т. 295, 1970 г. С. 116–119.
3. Геологический словарь: в 2-х томах. Под редакцией К. Н. Паффенгольца и др. М.: Недра., 1978.
4. Иродов И.Е. Основные законы механики. (Электронная версия). 250 с.
5. Кошкин Н.И., Ширкевич М.Г. Справочник по элементарной физике. М. «Наука», 1976, 255 с
6. Марков А.Н., Котляков В.М. Особенности динамики ледникового покрова Восточной Антарктиды. Доклады Академии наук, 2006, том 411, № 3, С. 410–413.
7. Р. Шерифф, Л. Гелард Сейсморазведка. В двух томах. Том 1. История, теория, получение данных. Перевод с английского канд. геол-мин. Наук Е.А. Ефимовой, под редакцией д-ра физ-мат наук, проф. А.В. Калинина. Москва, «Мир», 1987, 447 стр.
8. Яворский Б.М., Пинский А.А. Основы физики. Том 1. Механика, молекулярная физика, электродинамика. Москва, «Наука» Главная редакция физико-математической литературы, 1981, 480 стр.
9. Robin E. Bell, Fausto Ferraccioli, Timothy T.Creyts, David Braaten, Hugh Corr, Indrani Das, Detlef Damaske, Nicholas Frearson, Thomas Jordan, Kathryn Rose, Michael Studinger, Michael Wolovick. Widespread Persistent Thickening of the East Antarctic Ice Sheet by Freezing from the Base. Science. Vol 331. March 2011. Pp. 1592–1595.

### Интернет

10. <http://dic.academic.ru/dic.nsf/bse/75085>
11. <https://ru.wikipedia.org/wiki>

Ведущий геофизик АГП

А.И. Кузнецов