

**Геофизические исследования
структур северо-западного шельфа
Черного моря**

В результате выполнения программы геофизических исследований получены новые данные о распределении магнитного, гравитационного и электромагнитного полей над тектоническими структурами морского дна северо-западной части Черного моря. Это позволило выделить ряд локальных неоднородностей земной коры и уточнить схемы структурно-тектонического районирования изучаемой акватории. В первую очередь предметом исследований служили зоны разломов и тектонических нарушений, которые зачастую являются каналами миграции газо-флюидных потоков или газогрязевого вулканизма.

Гравиметрические наблюдения выполнялись с помощью морских надводных гравиметров ГМН-К (Гайнанов, Пантелеев, 1991).

Магнитометрическая съемка проводилась морским протонным буксируемым магнитометром МБМ-1, позволяющим измерять полный вектор напряженности магнитного поля (Гросс, Коболев, Козленко и др., 1999).

Первичная обработка полученных данных проводилась в рейсе с помощью программных комплексов MAGELLAN, GALS, GRADIENTMOD, GRAPHER, SURFER, разработанных сотрудниками Института геофизики им. С.И. Субботина НАН Украины (Старостенко, Коболев, Корчагин и др., 2003).

Электромагнитные наблюдения выполнялись с помощью измерительно-вычислительного комплекса, включающего в себя пороговый анализатор активности геополяритонного поля “Тезей” с широкополосной антенной (Альошин, Богданов, 2004), GPS и интерфейсный адаптер TSCe. Использование широкополосных сигналов является принципиальной особенностью геополяритонного зондирования (ГПЗ), позволяющего регистрировать пассивное электромагнитное излучение на оптимальной для данной глубины частоте. Основными источниками регистрируемого излучения являются дислокации, механические напряжения и зоны контакта горных пород с различными физико-механическими свойствами. Запись навигационных параметров и данных анализатора осуществлялась с использованием DGPS PRO XRS фирмы Trimble. Интервал считывания сигнала электромагнитного излучения составлял 5с. Первичная обработка полученных данных и их предварительная интерпретация проводилась с помощью программных комплексов Sloika, ExtrPath, Plan, Range, Wav, Theseus, которые разработаны в НТЦ «Геоиндустрия». Первичной информацией для построения геолого-геофизических разрезов являются координаты и глубина локальных излучателей. Учет амплитуды и формы аномалий позволяет выделять зоны сжатия и растяжения, разрывные нарушения, слои повышенной и пониженной вязкости, пористости т.д.

На рис. 4.1 выделены полигоны и галсы, для которых к настоящему времени проведена первичная обработка полученных данных и построены предварительные геолого-геофизические разрезы: профиль 1 – промышленные газоносные структуры, Западно-Тарханкутский полигон, полигон в районе вулкана Паршин и полигон на Форосском выступе.

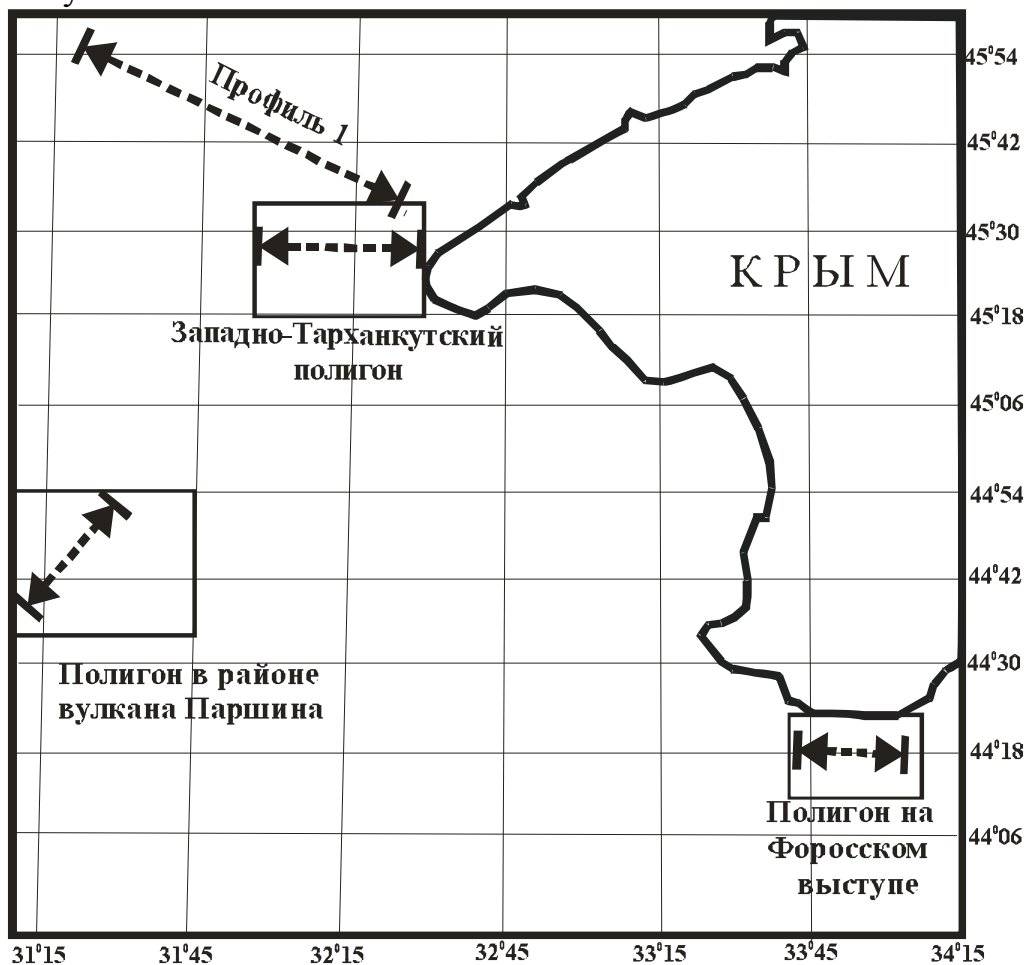


Рис. 4.1. Схема расположения полигонов и галсов геофизических наблюдений, выполненных в 27-ом рейсе НИС «Владимир Паршин».

Гравиметрические и электромагнитные наблюдения выполнялись практически постоянно по маршруту движения судна в 27-ом рейсе НИС «Владимир Паршин». Магнитометрические измерения были проведены лишь на Западно-Тарханкутском полигоне и в районе вулкана Паршин, ввиду последующей утери буксируемого протонного магнитометра из-за несанкционированного включения заднего хода судна.

В настоящем разделе приведены некоторые результаты первичной обработки материалов геофизических исследований, полученные непосредственно в 27-ом рейсе НИС «Владимир Паршин».

4.1. Геофизический профиль над промышленными газоносными структурами северо-западного шельфа Черного моря.

С целью апробации метода геополяритонного зондирования (ГПЗ) были выполнены электромагнитные наблюдения на профиле 1 (см. рис. 4.1) над хорошо изученными промышленными газоносными структурами северо-западного шельфа Черного моря при прямом движении судна из порта «Южный» (Одесса) и обратно. Профиль 1 с северо-запада на юго-восток наряду с перспективными структурами (Биостромная, Североголицинская и Восточношмидтовская), пересекает такие известные месторождения как, Голицинское газоконденсатное, Южноголицинское и Шмидтовское газовые.

На рис. 4.2 приведены графики распределения сигнала геополяритонного излучения (ГПИ) вдоль профиля 1. Сопоставление имеющейся геолого-геофизической информации с полученным схематическим разрезом по данным ГПЗ свидетельствует о высокой разрешающей способности метода. Прежде всего, это касается тектонических нарушений, подчеркивающих чрезвычайно сложное разломно-блоковое строение рассматриваемого региона. Выделенные тектонические нарушения хорошо согласуются с обнаруженными здесь ранее разломными зонами по результатам других геолого-геофизических исследований.

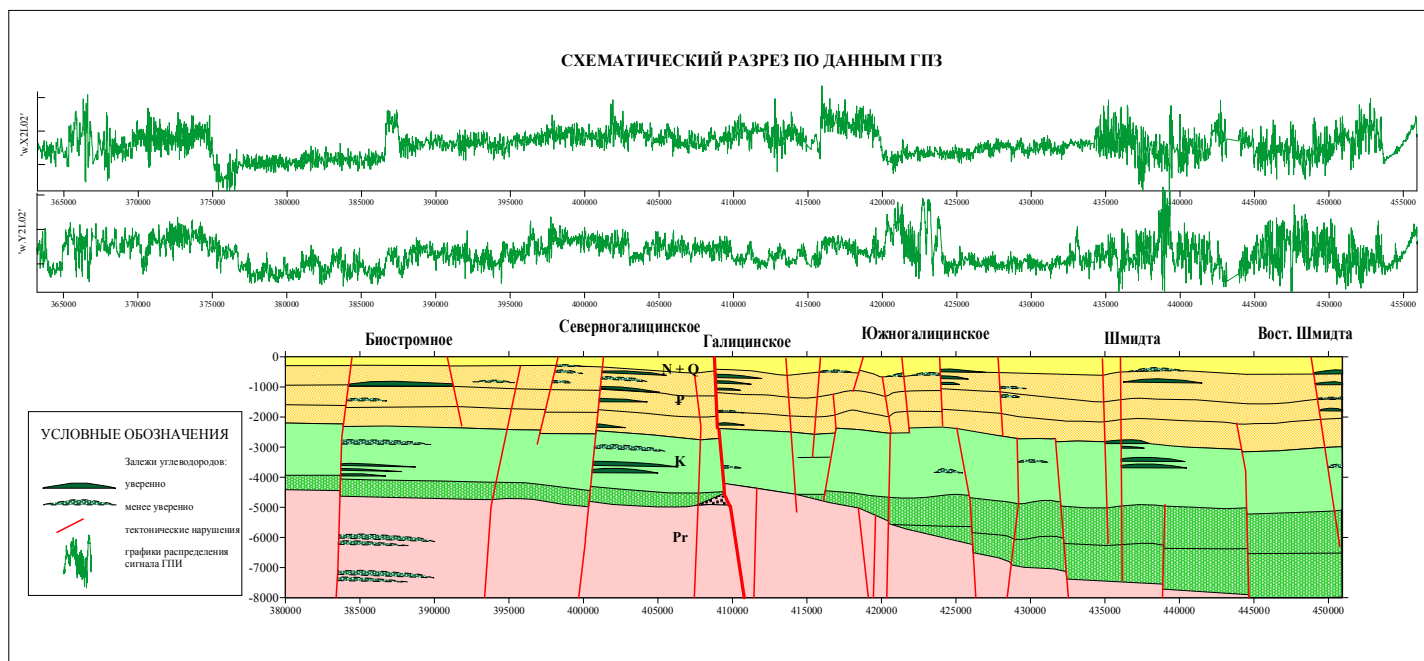


Рис. 4.2. Схематический геологический разрез по профилю 1 по данным ГПЗ.

Особого внимания заслуживают выделенные на различных глубинах перспективные залежи углеводородов в пределах исследованных структур. Значительная часть этих перспективных горизонтов нашла свое подтверждение в материалах разведочного бурения (Атлас родовищ..., 2004). Более полный анализ полученных результатов и детальное их сопоставление с имеющейся геолого-геофизической информацией по каждой из исследованных структур будет представлен в последующих публикациях.

4.2. Западно-Тарханкутский полигон.

В последние годы бурное развитие получили различного рода методы дистанционного зондирования поверхности Земли в широком спектре частот с помощью космических летательных аппаратов. Успешное решение ряда прикладных задач для различных областей науки и производства свидетельствует о неисчерпаемых возможностях этих методов. В частности, в Центре аэрокосмических исследований Института геологических наук НАН Украины успешно используются материалы спутниковых наблюдений для структурно-тектонического дешифрирования Азово-Черноморского региона на предмет прогнозирования залежей углеводородного сырья (Перерва, Лялько, Филиппович и др., 1996).

С целью детализации рельефа дна проектных площадей экспедиционных исследований 27-го рейса НИС «Владимир Паршин» нами были использованы материалы Национального аэрокосмического агентства США, а именно данные пакета "SRTM30 Plus", который отражает совмещенный рельеф суши и океанического дна, (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>). Фактически это пакет геокодированных данных по высотам (глубинам) относительно уровня моря. Природа данных по суше и океаническому/морскому дну различна. Суша - данные радарной топографии SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), полученные специальной глобальной съемкой в 2000 году (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>). Что касается рельефа морского дна, то это комбинированные (измеренные или оцененные) данные, полученные как гидрографическим эхолотированием, так с помощью обработки данных гравитационной спутниковой съемки (Smith, Walter, Sandwell, 1997).

На снимках подводного рельефа Черного моря к западу от Тарханкутского полуострова Крыма (45⁰ 27`с.ш., 32⁰ 15`з.д.) между изобатами 50 и 100 м отчетливо фиксируется узколокализованная изометричная депрессия. При диаметре около 20 км ее глубина превышает 1000 м (рис. 1).

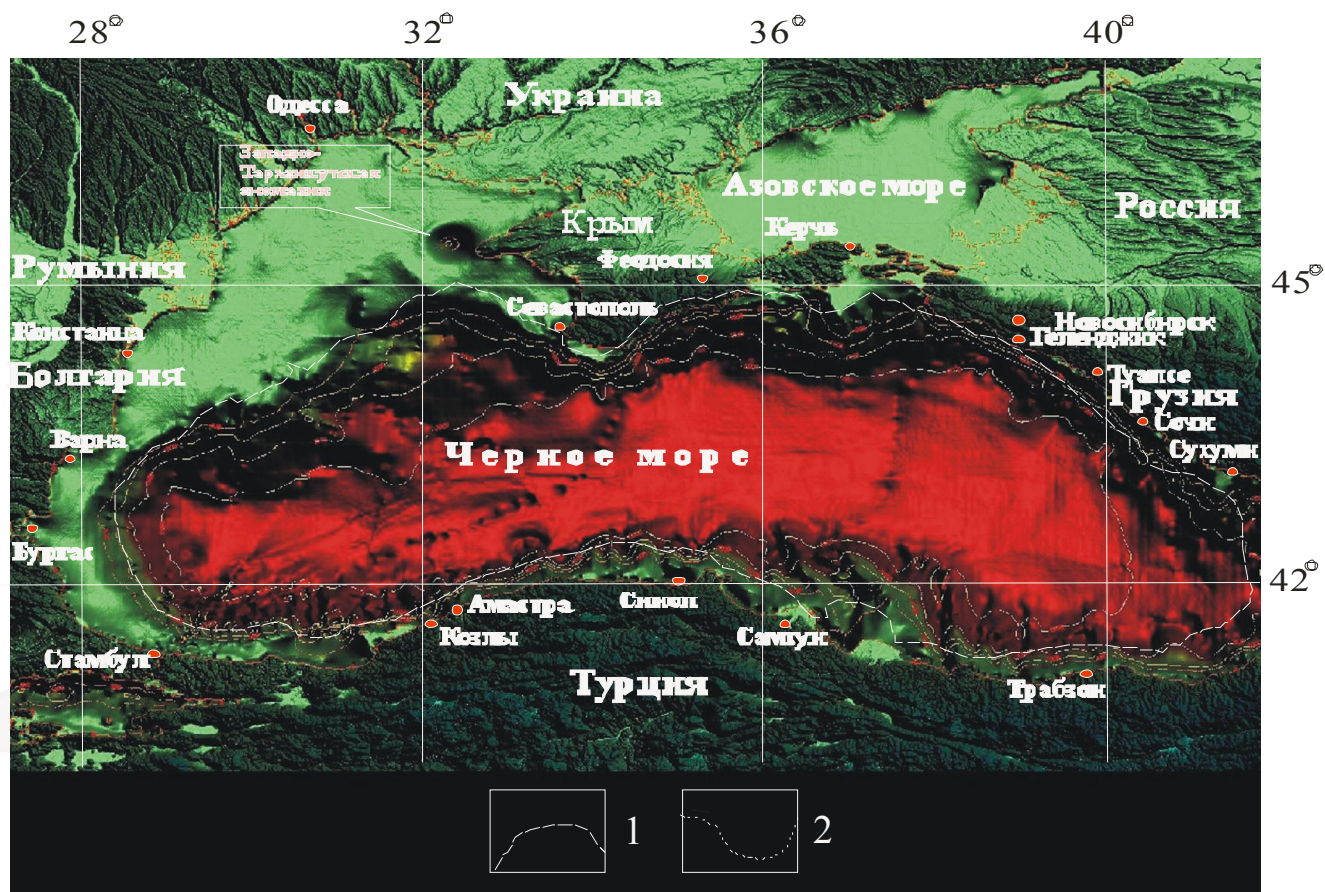


Рис. 4.3. Снимок рельефа Азово-Черноморского региона, полученный Национальным аэрокосмическим агентством США (<http://www2.jpl.nasa.gov/srtm>). 1 – граница шельфа, 2 – изобаты.

Отдавая себе отчет в невероятности подобного ранее незамеченного аномального углубления дна на этой акватории интенсивного мореплавания и его отсутствия на современных навигационных картах, мы, тем не менее, решили более детально проанализировать геолого-геофизическую информацию по этому региону и провести специальные геолого-геофизические исследования в районе названной нами Западно-Тарханкутской аномалии. Интерес к этому региону Черноморского бассейна обусловлен ранее обнаруженными на Тарханкутском полуострове Крыма и прилегающей акватории аномалиями теплового потока и повышенной электропроводности (Кутас, Цвященко, Корчагин, 1989, Бурахович, Кулик, 1999), а также его перспективностью в нефтегазоносном отношении.

В структурно-тектоническом отношении рассматриваемая Западно-Тарханкутская аномалия расположена на пересечении субширотного Северо-Крымского разлома с субмеридиональными Одесско-Синопским и Западно-Крымским глубинными тектоническими нарушениями в пределах Скифской плиты.

Фундамент Скифской плиты состоит из метаморфизованных и дислоцированных пород предположительно среднего палеозоя, представленных морскими осадками и эффузивами от основного до кислого состава. Осадочный разрез Скифской плиты завершают маломощные флишоидные терригенные породы триаса, сходные морфологически и по составу с одновозрастным флишем Горного Крыма. Они с резким несогласием залегают на описанном выше палеозое и также

несогласно перекрываются нижнеюрскими отложениями, которые большинством исследователей отнесены к платформенному чехлу (Туголесов, Горшков, Мейснер и др., 1985).

Верхнемеловым породам региона присущи различные карбонатные фации и вулканиты. Наиболее полный их разрез обнаружен на юге Скифской плиты. Без перерыва на верхнемеловых отложениях залегают карбонаты и глинистые фации палеогена, а на них – широко распространенные олигоцен-нижнемиоценовый майкоп, переходящий в мелководные морские отложения позднего миоцена.

На этом полигоне были отработаны три галса гидроакустических, гравимагнитометрических и электромагнитных наблюдений. Естественно, что какого-либо углубления дна в районе отмеченной выше депрессии обнаружено не было. Однако по данным электромагнитных наблюдений здесь были зафиксированы интенсивные аномалии геополяритонного излучения (ГПИ). Обращает на себя внимание концентрическое строение аномального ГПИ в центральной части изученной площади, соответствующее выделенной по космическим снимкам узколокализованной изометричной депрессии (рис. 4.4).

Проведенные на этом полигоне гравиметрические наблюдения фиксируют к северо-западу от полуострова в пределах $45^{\circ} 26' \div 45^{\circ} 33'$ с.ш. и $32^{\circ} 16' \div 32^{\circ} 29'$ область с пониженными значениями силы тяжести (Δg), которую можно оконтурить значениями приблизительно 13 мГал (рис. 4.5). Учитывая изменение длины градуса с широтой эта аномалия в километровом исчислении имеет практически изометричную форму диаметром около 12 км. Следует также отметить, что рассматриваемая аномалия не имеет единого центра, в ее пределах четко выделяются два локальных понижения уровня Δg , из которых восточное имеет значение примерно 8 Мгал, западное – менее 10 мГал.

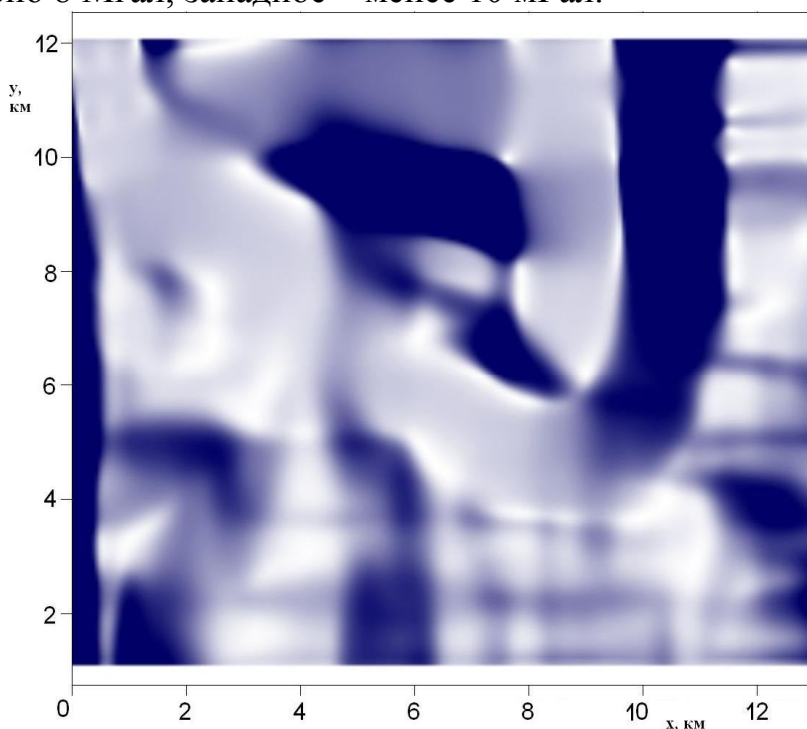


Рис. 4.4. Карта распределения интенсивности геополяритонного излучения в районе Западно-Тарханкутской аномалии.

На рис. 4.6. приведены результаты магнитометрических наблюдений вдоль галса, который пройден в широтном направлении к западу от Тарханкутского полуострова (см. рис. 4.1). Координаты концов профиля: $45^{\circ}27',36$ с.ш., $32^{\circ}27',15$ в. д. и $45^{\circ}27',55$ с.ш., $32^{\circ}00',00$ в. д. Длина профиля составляет около 35 км.

Аномалии ΔT_a рассчитывались относительно уровня, полученного аппроксимацией наблюдаемых значений полного вектора геомагнитного поля. В западном направлении величина ΔT_a плавно уменьшатся от +18 нТл до -20 нТл. Затем она постепенно увеличивается +10 нТл, образуя минимум ΔT_a с экстремальным значением -20 нТл.

Сопоставление результатов магнитометрических наблюдений вдоль галса со схемой разломной тектоники консолидированного фундамента северо-западного шельфа Черного моря (Старостенко, Пашкевич, Макаренко и др., 2005) показывает, что минимум ΔT_a размещается между двумя разломами северо-западного направления, которые секут котловину в кровле фундамента глубиной около 10,5 км. Здесь относительное понижение рельефа кровли фундамента составляет около 3 км. Верхняя кромка магнитовозмущающего объекта расположена на глубине около 5 км. Его мощность составляет около 6 км при длине верхней кромки примерно 3 км, а нижней — 7 км.

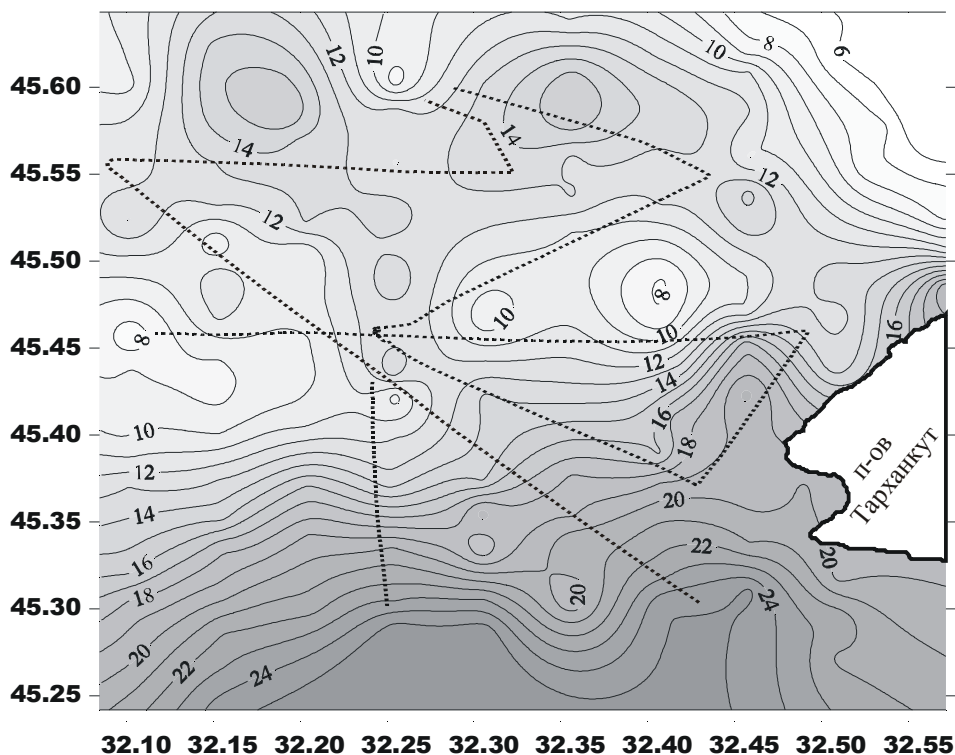
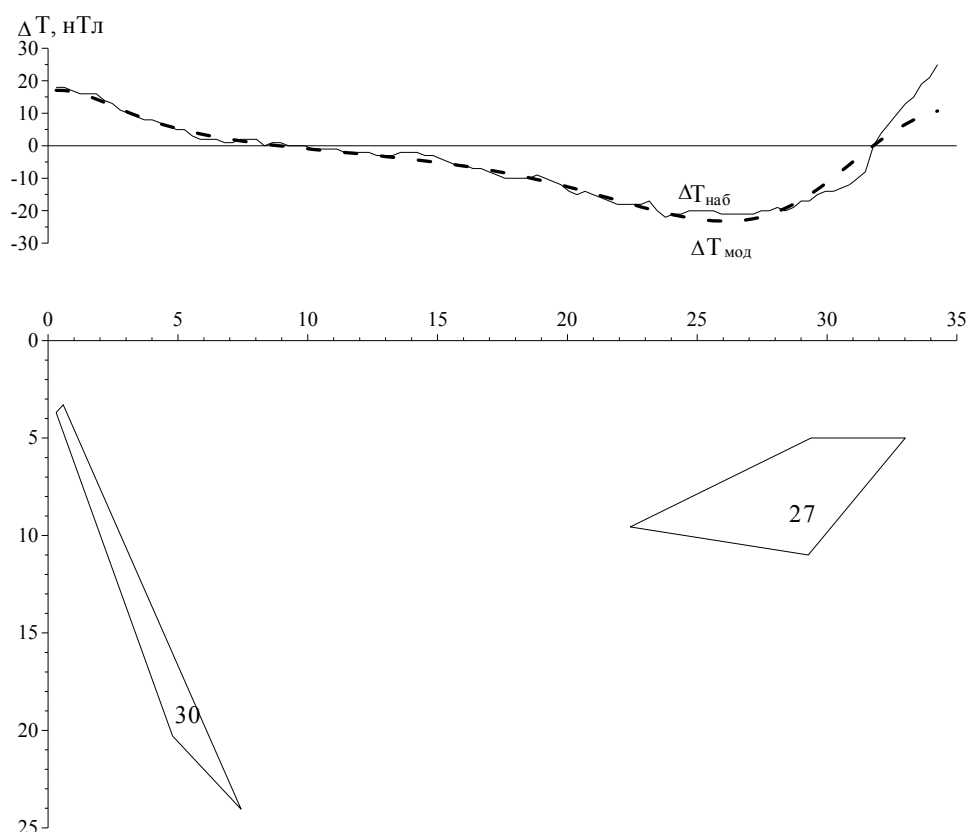


Рис. 4.5. Карта-схема аномалий поля силы тяжести в свободном воздухе в районе Западно-Тарханкутской аномалии.

Что касается области повышения значений ΔT_a на восточном окончании профиля, то она тяготеет к разлому северо-восточного простирания, который является элементом системы разломов, ограничивающих с юга Восточно-Европейский кратон. Источник ΔT_a аппроксимируется узким наклонным магнитным телом. Его верхняя кромка залегает на глубине 3,5 км, а нижняя достигает почти 25 км (рис. 4.6).

Вдоль этого же галса построен схематический геофизический разрез по данным ГПЗ (рис. 4.7). При такой длине галса для исследования доступны глубины до 20 км в центральной части профиля и не более 12 км на расстоянии порядка 15 км от центральной части профиля.

Распределение зон концентрации напряжений вдоль галса Западно-Тарханкутского полигона существенно отличается от их распределения на известных геологических объектах. На глубинах до 8 км фиксируется диагональная сетка напряжений, осложненная до 3 км заметными локальными аномалиями, на больших глубинах – субгоризонтальная. На глубинах 3–7 км выделяются протяженные "зоны молчания", характеризующиеся небольшим числом излучающих объектов слабой интенсивности. В центральной части уверенно прослеживается глубинный субвертикальный Западно-Крымский глубинный разлом, который на глубине 13 – 15 км заметно изгибается в восточном направлении. Субгоризонтальные излучающие слои достаточно уверенно проявляются в интервале глубин от 8 до 18 км. В целом, они имеют пологий уклон к западу, но



справа от глубинного разлома наблюдается пологая антиклинальная структура.

Рис. 4.6. Результаты автоматизированного подбора источников магнитных аномалий вдоль галса Западно-Тарханкутского полигона. Намагниченности тел в 10^{-5} ед. СГМ.

Полученное аномальное распределение напряжений, в сочетании с анализом формы и амплитуды зарегистрированных сигналов геополаритонного излучения в районе Западно-Тарханкутской аномальной зоны позволяют нам высказать предположение об импактном ее генезисе. Судя по отсутствию заметных радиально расходящихся зон концентраций напряжений, характерных для точечного удара, небесное тело имело неправильную форму. В момент удара оно распалось на несколько фрагментов, крупных в центральной части и более мелких по краям. В результате падения произошла значительная деформация или полное разрушение слоистой геологической структуры на глубину до 6 – 8 км в центральной части астроблемы, где упали два центральных фрагмента небесного тела. Боковые фрагменты оказали заметное воздействие на глубину не более 3 – 5 км. Зоны концентрации напряжений, перпендикулярные направлению падения, прослеживаются на расстоянии не менее 8 км за зоной интенсивного воздействия.

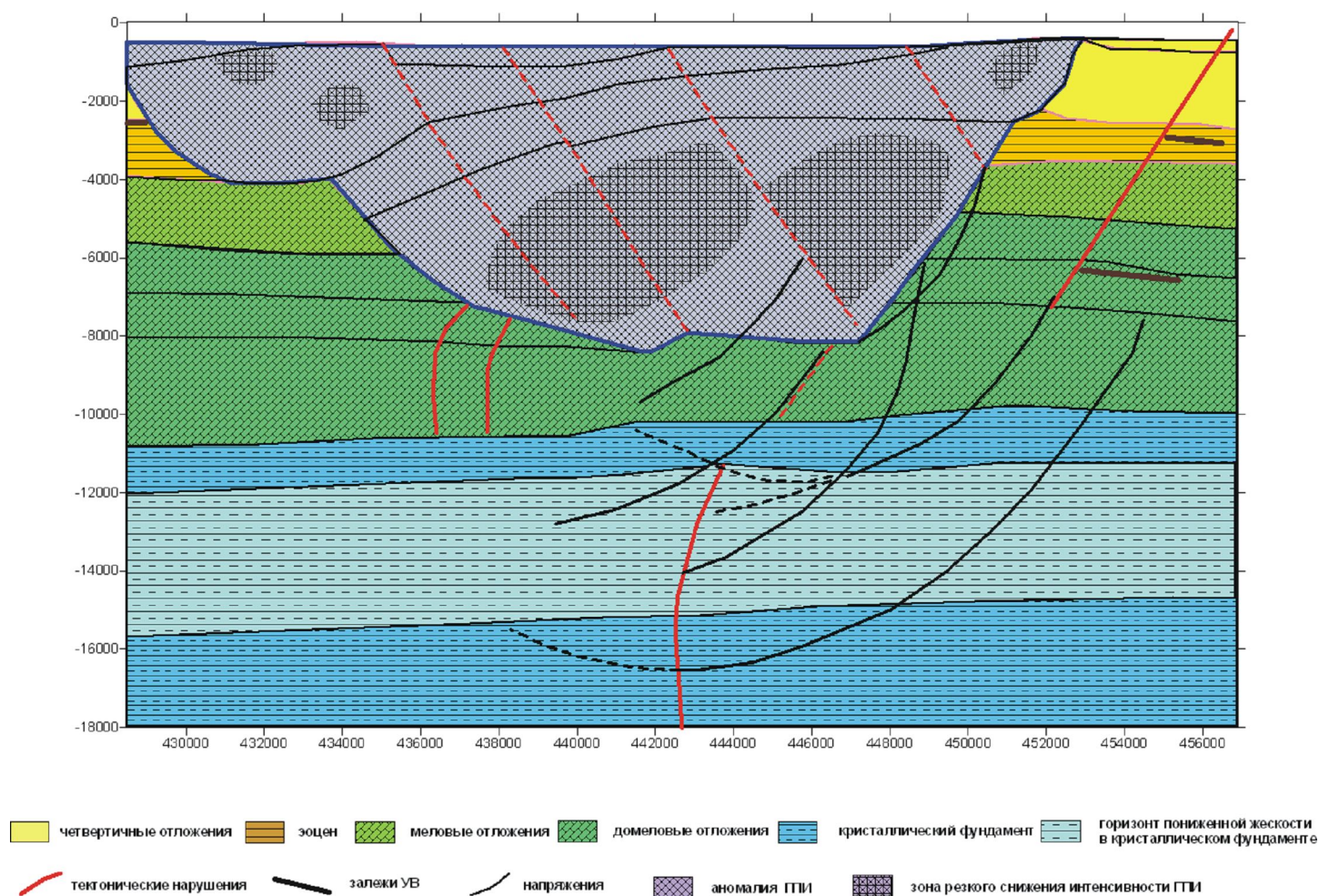


Рис. 4.7. Схематический геофизический разрез по данным ГПЗ вдоль галса Западно-Тарханкутского полигона.

«Зоны молчания» на глубине в несколько километров могут быть как фрагментами небесного тела, так и зоной интенсивного дробления горных пород ударной волной. В первом случае падающее тело могло быть метеоритом, состоящим, в основном из железа. Благодаря высокой проводимости интенсивность регистрируемого излучения вблизи железных тел резко снижается. Во втором случае импактная структура, скорее всего, была образована ядром кометы, состоящим из льда с примесью газа и пыли. При ударе о земную поверхность ледяная глыба могла полностью испариться, а наблюдаемые нарушения могли быть вызваны ударной волной. В зоне значительных нарушений (зоны разуплотнения) интенсивность геополяритонного излучения также снижается.

Заслуживает внимания отмеченное выше искривление Западно-Крымского глубокого разлома на глубине 13 – 15 км, которое также могло быть вызвано ударом небесного тела. Судя по прямолинейности регистрируемых излучающих поверхностей на глубине 9 – 11 км и форме соответствующих им аномалий, данные глубины являются кровлей палеозойского фундамента Скифской плиты.

Вне всякого сомнения, Западно-Тарханкутская аномалия представляет существенный интерес как с точки зрения фундаментальной науки, так и перспективности площади ее расположения для поиска нефтегазоносных месторождений. На этой площади по данным ГПЗ зарегистрировано несколько аномалий типа "залежь". Наиболее уверенно они фиксируются в антиклинальных поднятиях на восточной окраине полигона, экранируемых диагональным нарушением (см. рис. 4.6). Менее уверенные признаки нефтегазоносных пластов зарегистрированы в западной части.

4.3. Площадь в районе вулкана Паршин.

Магнитометрические измерения вдоль галса в районе вулкана Паршин выполнены над группой выходов газа на дно моря (координаты центра: 44° 38' с. ш., 31° 13' в.д.), которые были обнаружены в 27-ом рейсе НИС «Владимир Паршин». Эта площадь расположена в полосе распространения выходов газа в зоне перехода от шельфа к континентальному склону, где ранее было обнаружено более трех тысяч газовых сипов (Шнюков, Старостенко, Русаков и др., 2005). Здесь практически все газовые выделения приурочены к вершинам каньонов палеорек Дуная, Днепра, Днестра, Когульника, и Каланчака. Новая группа газовых источников также располагается в междуречье палео-Днепра и палео-Днестра, пространственно совпадая с зоной Одесско-Синопского разлома. Заложение палеорек и их каньонов происходит по зонам активизации глубинных разломов, которые служат каналами миграции газо-флюидных потоков в процессе формирования газовых струй. Это свидетельствует о глубинном происхождении газа, выделения которого на дне зарегистрированы вдоль галса. Подтверждением этому являются результаты выполненных в рейсе геофизических наблюдений.

На рис. 4.8 приведены графики наблюденного и модельного полей полного вектора напряженности магнитного поля вдоль галса северо-западного направления (см. рис. 4.1). Над группой газовых выделений зарегистрирована изолированная положительная аномалия ΔT_a интенсивностью около 30 нТл. По результатам

моделирования она обусловлена отдельным телом, расположенным между 2 и 18 км. Длина верхней кромки составляет 7 км, а нижней — 14 км. Корни магнитного источника достигают глубины 20 км. Аномалия ΔT_a , над источниками газа отражает интегральный эффект всех возмущающих источников, не фиксируя отдельно вклада каждого из них. В этой связи можно предположить, что расположенная в осадочном чехле верхняя часть источника положительной аномалии ΔT_a , обусловлена аутигенным магнетитом, образовавшимся под действием углеводородов по схеме, предложенной в (Кравченко, Орлюк, Русаков, 2003).

На полученном по данным ГПЗ глубинном геологическом разрезе вдоль этого галса (рис. 4.9) видно, что каждому зарегистрированному факелу соответствует канал доставки газа, который прослеживается до глубины 10 км. В осадочных слоях верхней части разреза (до 5 км) закартированы антиклинально-подобные структуры, в которых возможно концентрируются газофлюидные скопления.

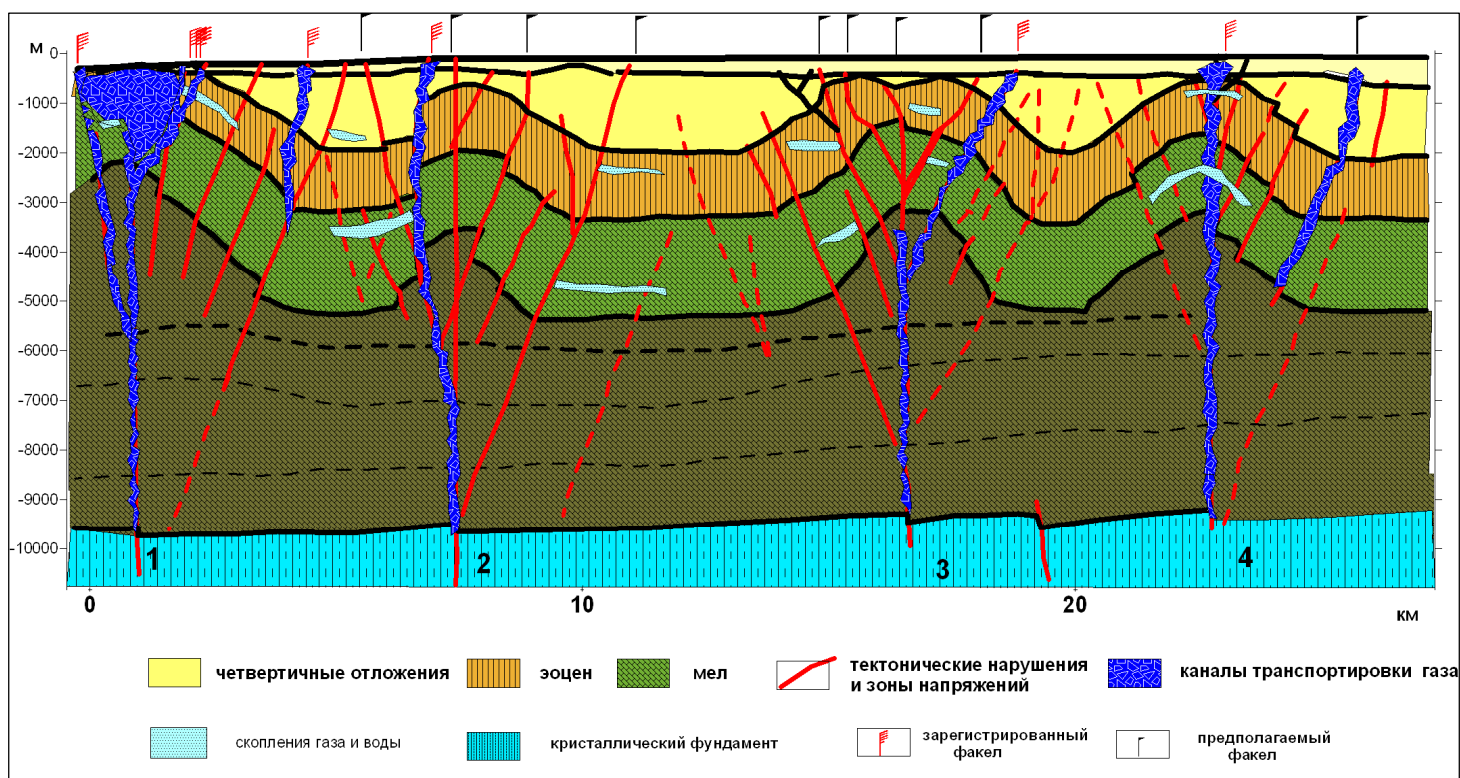


Рис. 4.8. Результаты автоматизированного подбора источников магнитной аномалии вдоль галса в районе вулкана Паршин. Намагниченность тела в 10^{-5} ед. СГМ.

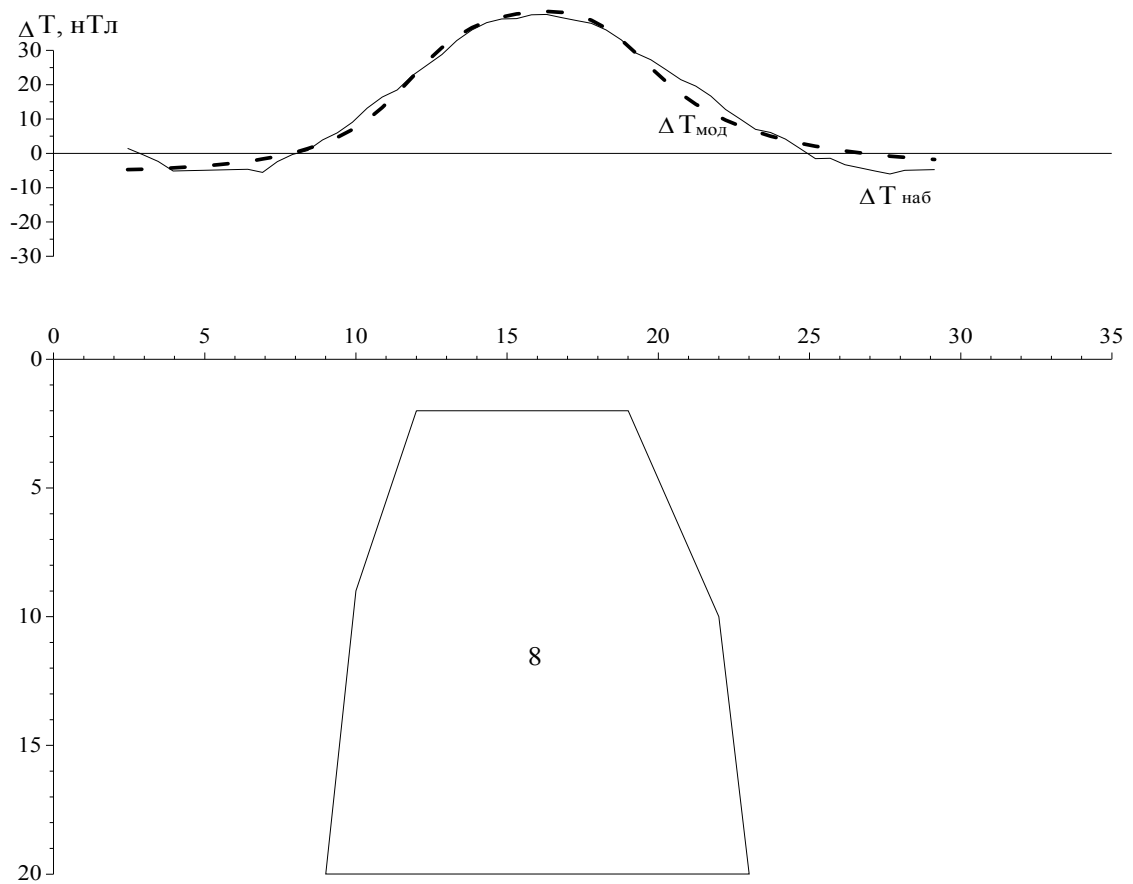


Рис. 4.9. Схематический геологический разрез по данным ГПЗ вдоль галса в районе вулкана Паршин.

По-видимому, эти структуры являются промежуточными резервуарами, откуда газы по неотектоническим нарушениям в осадочном чехле поступают на дно моря, когда давление газа в скоплениях превышает давление вышележащих слоев. Полученный разрез дает основание предположить существование здесь большого количества газовых сипов. Большинство газофлюидных скоплений приурочено к интервалам глубин 1170, 1750–1900, 3200, 3500, 4500–4700 м. Менее уверенные признаки относятся к глубинам 750, 1000, 2200 – 2300 м и др.

Большое количество тектонических нарушений на разрезе представляется закономерным, поскольку участок работ расположен в зоне Одесско-Синопского регионального разлома докембрийского заложения. Последний в результате последующих неоднократных реактивизационных процессов сформировал своеобразное «флюидогазовое окно», через которое происходит разгрузка глубинных горизонтов.

4.4. Форосский выступ.

На Форосском выступе (ФВ) континентального склона Черного моря хорошо обнажена вулканогенно-осадочная толща, изученная драгированием в нескольких рейсах НИС “Профессор Водяницкий” (Шнюкова, Щербаков, 2005). Она расположена между изобатами 500 и 1500 м от 33°,5 до 33°,65 примерно в 45 км от берега. Нормально-осадочные породы в полосе распространения туфовых образований представлены верхнемеловыми известняками глинами, песчаниками, нижнемеловыми известняками, глинами, песчаниками и алевролитами, а также верхнеюрскими глинами и известняками. В поднятых образцах горных пород часто встречаются туфы, которые свидетельствуют о вулканической деятельности. По мнению В.И. Лысенко (2005), его центр находился в нескольких километрах южнее Балаклавы.

На этой площади было выполнено гравитационное моделирование (Starostenko, Buryanov, Makarenko et al., 2004) вдоль меридионального профиля 33° 50' в.д., который протягивается на 100 км в сторону Западно-Черноморской котловины (рис. 4.10).

Относительные плотности слоев сформированы по отношению к этому параметру верхней мантии ($3,32 \text{ г/см}^3$). За нулевой уровень модельной кривой принята величина -870 мГал и учтена мантийная компонента (-65 мГал). При построении модели использованы сейсмические данные о строении осадочной толщи (Туголесов, Горшков, Мейснер и др., 1985). В пределах Западно-Черноморской котловины осадочные породы представлены отложениями от нижнего палеогена до четвертичных. Плотность осадков возрастает с глубиной от 2,15 до 2,6 г/м^3 . Поверхность кристаллического фундамента с чередованием пологих и крутых участков неравномерно погружается к центру впадины. Характер залегания осадков указывает на то, что эволюция зоны перехода от субокеанической Западно-Черноморской впадины к континентальной структуре Крыма претерпела несколько этапов.

На протяжении палеогена и раннего неогена морские условия осадконакопления имели меньшую площадь распространения — до ПК 80 на профиле. В этом месте происходит резкое погружение мезозойского фундамента на 4 км. Вероятно, этот участок представляет собой палеоконтинентальный склон Западно-Черноморской впадины. В пользу этого предположения свидетельствует строение кристаллического фундамента. Здесь породы «гранитного» слоя почти вертикально срезаются глубинным Южнобережным разломом, что указывает на смену типов коры. К югу от него поверхность Мохо залегает практически горизонтально на глубине около 24 км. В северном направлении подошва коры в интервале 20 км круто погружается на 15 км, достигая на ПК 100 величины характерной для континентов — 40 км.

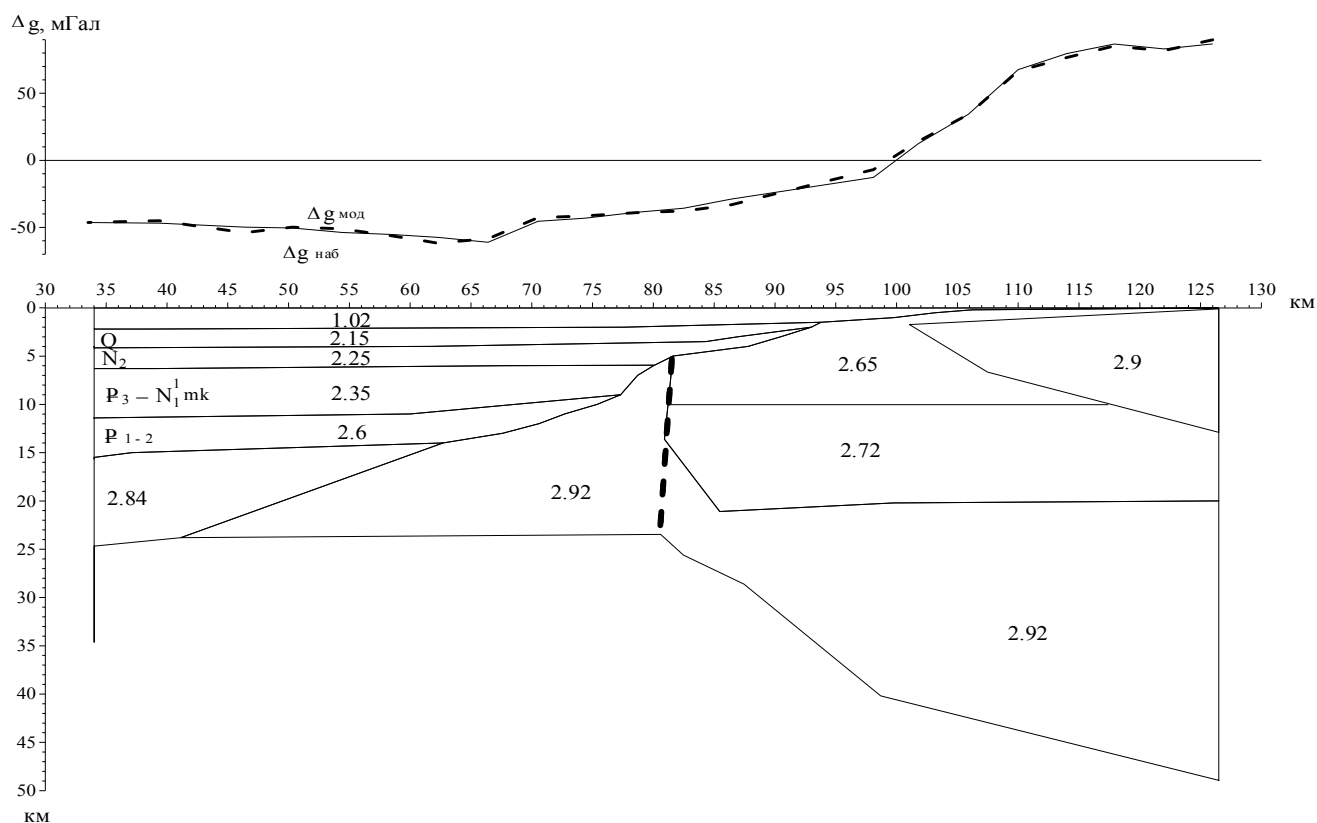


Рис. 4.10. Гравитационная модель по профилю через Форосский выступ. Толстой прерывистой линией отмечено положение Южнобережного разлома. В верхней части рисунка показаны наблюдаемое и подобранное модельное поля силы тяжести. Плотности в г/см^3 .

Следующий этап формирования Западно-Черноморской впадины охватил участок от ПК 80 до ПК 94, в пределах которого распространены отложения верхнего неогена и четвертичного возраста. В пределах шельфа и континентального склона от ПК 94 сплошной чехол кайнозойских осадков отсутствует. Здесь к поверхности дна подходит мезозойский фундамент, сложенный породами с плотностью $2,65 \text{ г/м}^3$, подошва которого залегает на глубине около 10 км. Это участок третьего, самого молодого, этапа опускания окраины Черноморской котловины.

Плотность нижнего слоя земной коры составляет $2,92 \text{ г/см}^3$ для континентальной части разреза и $2,84 \text{ г/см}^3$ для субокеанической части. Изменение плотности происходит постепенно, о чем свидетельствует наклонная линия на глубинах 15 – 25 км в интервале ПК 40 – 62. В верхней части коры под шельфом и верхней части континентального склона залегает тело с повышенной плотностью $2,9 \text{ г/см}^3$, которая присуща базальтам. Глубина залегания его верхней кромки ниже поверхности дна возрастает с первых метров у кромки берега до 0,5 км в мористой части. Мощность тела увеличивается в сторону горного Крыма до 12 км. Возможно оно является подводным продолжением массива основных пород, который размещен севернее в Горном Крыму (Шнюкова, Щербаков, 2005).

Детализация глубинного строения Форосского выступа проведена методом ГПЗ вдоль профиля, который пересекает ФВ в субширотном направлении (см. рис. 4.1). До глубины 8900-9600м электромагнитное излучение фиксирует четкую слоистость базальтового тела, что наводит на мысль о наличии отдельных потоков, которые присущи трапповым формациям (рис. 4.10). Мощность слоев колеблется в пределах 2 км. Они разбиты на отдельные блоки тектоническими нарушениями разного масштаба. Большая часть этих нарушений сконцентрирована в верхней части разреза до глубины 4 км. Тектонические разломы, которые достигают глубины 15 км, на рис. 4.10 отмечены цифрами 1-4. К юго-западу от разломов 1 и 2 предположительно выделено жерло палеовулкана, которое венчается погребенной кальдерой. Таким образом, Форосский выступ представляет собой палеовулканический центр, где дискретные излияния магмы происходили длительное время, образуя разновозрастные лавовые потоки. Судя по контурам области повышенных значений аномалий гравитационного поля, на его западной периферии (южнее Балаклавы) расположен вулканический очаг.

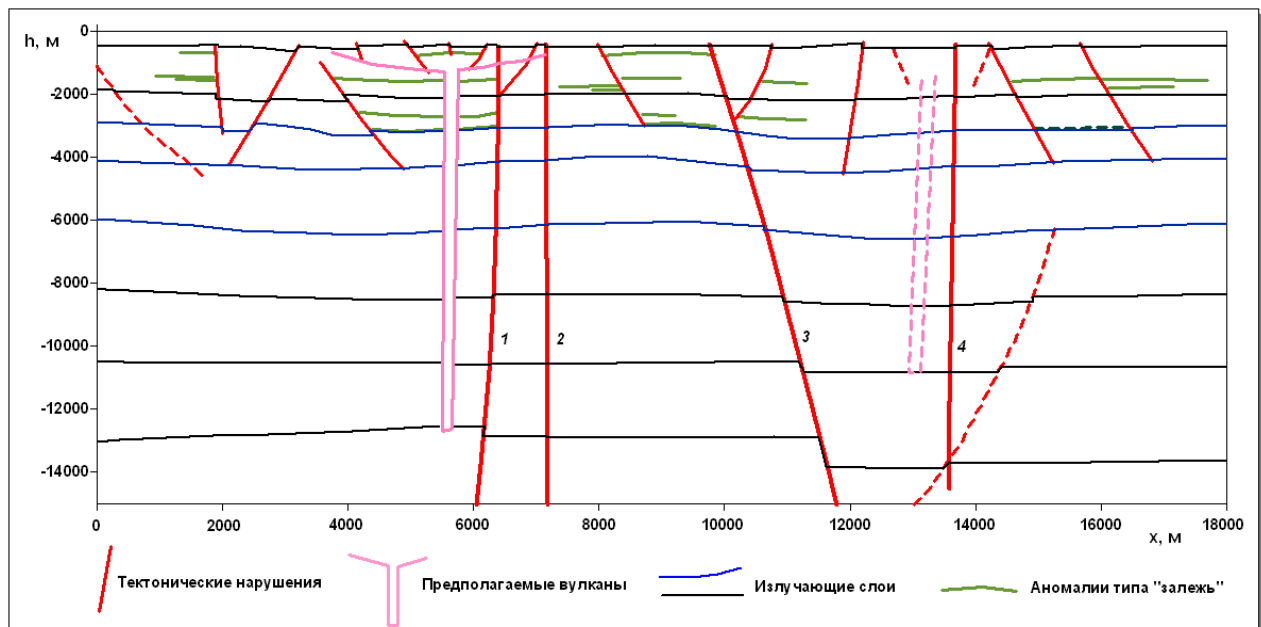


Рис. 4.11. Строение Форосского выступа по данным ГПЗ.

Рядом с разломом 4 находится фрагмент вертикального канала доставки углеводородов, на прямые признаки которых указывает специфическая форма

сигнала в методе ГПЗ. Судя по характеру записи нелинейного геополяритонного поля, в «гранитном» слое на глубинах 1400-19000 м располагается зона пониженной жесткости и (или) повышенной пористости. Возможно здесь концентрируются углеводороды глубинного происхождения, которые в периоды тектонической активизации мигрируют вверх вдоль разломов. Аномалии типа «залежь» указывают, что накопление углеводородов происходит на глубине 6500-7100 м не только возле разломов, но и в других местах.

Как видно на рис. 4.10, на Форосском выступе развита сложная сеть тектонических нарушений Циркумчерноморского глубинного разлома, часть из которых является каналами доставки углеводородов, а другие представляют собой экраны для их миграции. Это создает мозаичное распределение субгоризонтальных ловушек углеводородов. Параметры сигналов в методе ГПЗ свидетельствуют, что вблизи подводящих каналов углеводороды представлены газовыми скоплениями, а на удалении от них и значительно глубже — нефтяными. Наличие углеводородов согласуются с геологическими данными, которые, по мнению (Лысенко, 2005), позволяют предположить существование на шельфе юго-западного Крыма крупных промышленных нефтегазоносных месторождений.

Выводы

Аномалии магнитного поля вдоль широтного галса к западу от Тарханкутского полуострова обусловлены разломной тектоникой.

Группа газовых сипов в зоне перехода от северо-западного шельфа к континентальному склону в районе вулкана Паршин связана с «флюидогазовым окном» Одесско-Синопской разломной зоны глубокого заложения, которое служит каналом разгрузки газофлюидных скоплений глубинных горизонтов.

Форосский выступ представляет собой долгоживущий палеовулканический центр, где под тонким слоем четвертичных осадков залегают стратифицированные слои пород базальтового состава, что характерно для трапповых формаций.

На Форосском выступе впервые зафиксированы прямые признаки скопления углеводородов глубинного происхождения, вертикальная миграция которых связана с тектоническими нарушениями Циркумчерноморского глубинного разлома.

Литература

1. Гайнанов А.Г., Пантелеев В.Л. Морская гравиразведка. - М.: Недра. - 1991. – 227 с.
2. Гросс С.С., Коболев В.П., Козленко Ю.В. и др. Алгоритмическое и программное обеспечение обработки и интерпретации данных морских градиентометрических измерений магнитного поля // Геофиз. журн. –1999.-№3.-с. 35-44.
3. Старостенко В.И., Коболев В.П., Корчагин И.Н. и др. Новые технологии при проведении гидромагнитных исследований в морских акваториях: методика измерений, алгоритмы обработки, практические результаты // Геофиз. журн.-2003.-№2.-С. 70-89.
4. Альошин Г.В., Богданов Ю.О. Пристрій для реєстрації природного електромагнітного поля Землі // Патент України № 70417 / G01V3108. 15.10.2004.
5. Атлас родовищ нафти і газу України. Південний Нафтогазоносний регіон. Українська нафтогазова академія, Львів, 1998. – 222 с.
6. Перерва В.М., Лялько В.И., Филиппович В.Е., Шпак П.Ф. Информация ИСЗ «Сич» в решении актуальных проблем нефтегазовой геологии // Космічна наука и технология, 1996. – Т. 2, № 3-4. – С. 49-54.
7. Walter H.F. Smith, and David T. Sandwell, "Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings", Science, 277, 1956-1962, 1997.
8. Кутас Р.И., Цвященко В.А., Корчагин И.Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. - Киев: Наукова Думка, 1989. - 191 с.
9. Бурахович Т.К., Кулик С.Н. Квazitрехмерная геоэлектрическая модель тектоносферы Крыма // Геофиз. журн. - 1999.-№3.-С. 123-126.
10. Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины. – М.: Недра, 1985. – 215 с.
11. Старостенко В.И., Пашкевич И.К., Макаренко И.Б. и др. Разломная тектоника консолидированной коры северо-западного шельфа Чорного моря // Геофиз. журн. - 2005.-№2.- С. 195-207.
12. Шнюков Е.Ф., Старостенко В.И., Русаков О.М., Кутас Р.И. Глубинная природа газовых факелов западной части Черного моря по результатам геофизических исследований // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана.-2005.-№1.-С.70-82.
13. Кравченко С.Н., Орлюк М.И., Русаков О.М. Новый подход к интерпретации региональной Западно-Черноморской магнитной аномалии // Геофиз. журн.-2003.-№2.-С. 135-144.
14. Шнюкова Е.Е., Щербаков И.Б. Петрография пирокластических и вулканогенно-осадочных пород Форосского выступа континентального склона Черного моря // Геолог. и полезн. ископ. Мирового океана.-2005.- №1.-с. 87-101.
15. Лысенко В.И. Перспективы нефтегазоносности шельфа Черного моря юго-западного Крыма по результатам изучения альбского вулканизма // Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона. - Симферополь, 2005.- С. 115-117
16. Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I. et al. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black sea Basin // Tectonophysics.-2004.- v. 381.-p. 211-233.