

Геотермические условия бассейна Черного моря и его обрамления

© Р. И. Кутас, 2010

Институт геофизики НАН Украины, Киев, Украина

Поступила 28 ноября 2009 г.

Представлено членом редколлегии В. П. Коболевым

В статті наведено схему розподілу теплового потоку в Чорному морі і прилеглих ділянках суходолу, результати геолого-геофізичного аналізу теплового поля, включаючи модель його формування в процесі еволюції осадового басейну. Глибоководна депресія Чорного моря характеризується низькими тепловими потоками ($20\text{—}40\text{ мВт/м}^2$). Аномалія низьких теплових потоків практично співпадає з контуром неоген-четвертинної западини, що вказує на визначальну роль її постолігоценної історії в формуванні сучасної морфології теплового поля. На рівні поверхні верхньої мантії під Чорноморською мегазападиною виділяється аномалія високих теплових потоків ($40\text{—}44\text{ мВт/м}^2$), характерних для структур пізньомезозойського-кайнозойського етапу активного розвитку. Прилегли структури суходолу відрізняються підвищеними тепловими потоками ($50\text{—}80\text{ мВт/м}^2$). Тут простежується декілька рівнів теплового поля, які узгоджуються з головними етапами тектонічної активізації цього регіону.

A scheme of thermal flow distribution in the Black Sea and adjacent areas of the land has been given, results of geological-geophysical analysis of thermal field including the model of formation during the process of evolution of sedimentary basin. Deep water depression of the Black Sea is specified by low heat flows ($20\text{—}40\text{ mVt/m}^2$). The anomaly of low heat flows practically coincides with the contour of the Neogene-Quaternary depression, which indicates determinative role of its Post-Oligocene history in formation of modern morphology of thermal field. The anomaly of high heat flows ($40\text{—}44\text{ mVt/m}^2$), specific for the structures of Late Mesozoic-Cenozoic stage of active development, is distinguished at the surface level of the upper mantle under the Black Sea mega-depression. The adjacent structures of the land are specified by preferably increased heat flows ($50\text{—}80\text{ mVt/m}^2$). Several levels of thermal field are traced here, which conform with main stages of tectonic activation of this region.

Введение. Результаты геотермических измерений в Черном море и прилегающих участках суши обобщались и анализировались неоднократно по мере накопления новых данных [Золотарев и др., 1979; Кобзарь, 1987; Кутас, 1978; Кутас и др., 1997; Любимова, 1968; Golmshtok et al., 1992; Geothermal ..., 1992; Kutas et al., 1998]. В последние годы объем геотермической информации существенно увеличился. Получено около 200 новых определений теплового потока, в том числе более 10 определений в глубоких скважинах на северо-западном шельфе [Коболев и др., 1993; Кутас и др., 1992; 1999; 2003а; 2007; Kutas et al., 2005] и одно определение на Прикерченском шельфе на структуре Субботина (сообщается впервые). Новые геотермические ис-

следования проводились более совершенной аппаратурой в комплексе с другими геолого-геофизическими методами (батиметрия, сейсмоакустика, отбор проб грунта, геохимическое опробование осадков и их наполнения и др.) с использованием современных методических приемов анализа и интерпретации данных, что позволило существенно повысить информативность и надежность как измерений, так и результатов их анализа. Сочетание региональных работ с детальным изучением геотермических параметров на отдельных полигонах способствовало установлению не только региональных закономерностей поля, но и его многочисленных локальных особенностей, обусловленных как глубинными, так и приповерхностными факторами [Кутас

и др., 2007; Kutas et al., 2005; Kutas, Poort, 2008].

Следует также отметить, что за последние годы существенно увеличилось количество разносторонней геолого-геофизической информации о глубинном строении литосферы и земной коры, эволюции и строении осадочной толщи. Этому способствовали новые сейсмические и сейсмотомографические исследования, переинтерпретация на основе современных методических и технологических разработок результатов выполненных ранее сейсмических работ, потенциальных полей и других геофизических и геологических данных [Бондарчук и др., 2008; Герасимов и др., 2006; Казьмин и др., 2000; Starostenko et al., 2004 и др.]. Все это позволяет более полно и всесторонне проанализировать тепловое поле, оценить роль в его становлении геодинамических процессов, глубинного строения, истории развития осадочного слоя и литосферы, создать модель современного распределе-

ния температур и тепловых потоков в земной коре.

1. Краткая геологическая характеристика. Основным тектоническим элементом акватории Черного моря является Черноморская мегавпадина (рис. 1). На уровне кристаллического фундамента она состоит из двух глубокоководных впадин — Западно- и Восточно-Черноморской, разделенных Центрально-Черноморским поднятием, образованным валами Андрусова и Архангельского [Геофизические ..., 1996; Строение ..., 1989; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988]. Впадины выполнены осадками от меловых до современных. Их мощность составляет 15—16 км в Западно-Черноморской впадине и 10—13 км в Восточно-Черноморской. На Центрально-Черноморском поднятии мощность осадков сокращена до 5—6 км. В Западно-Черноморской впадине осадки залегают на коре океанического (субокеанического) типа ($V_p=6,6\div 7,0$ км/с). В Восточно-

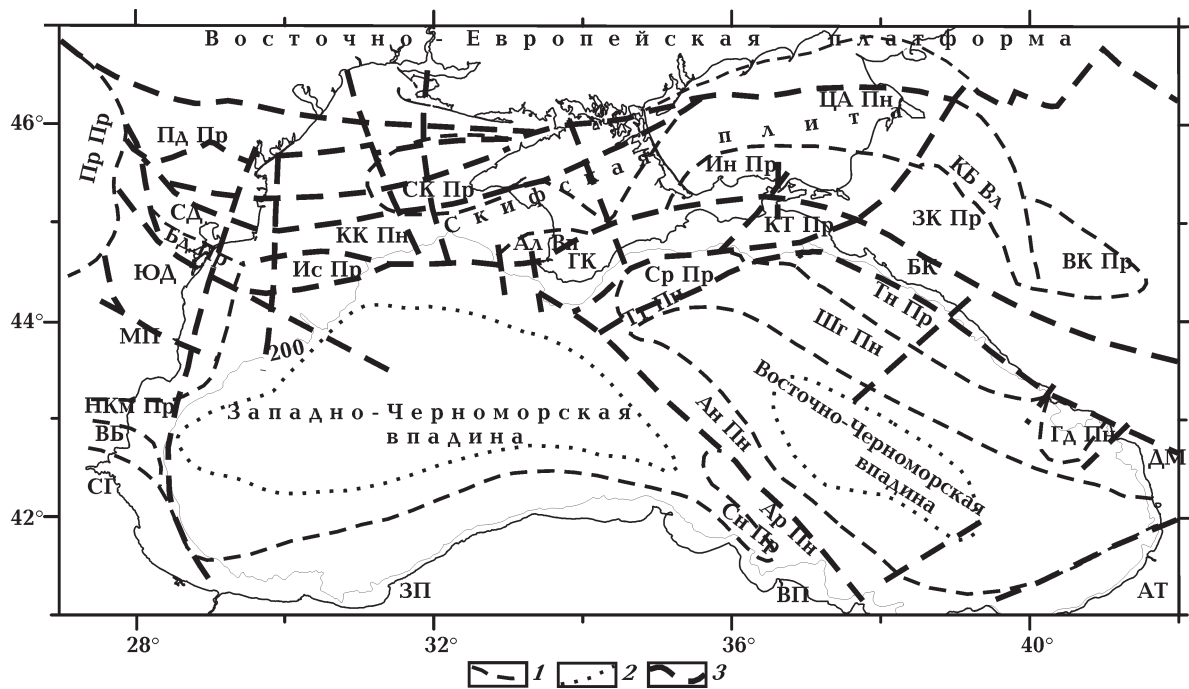


Рис. 1. Схема тектонического районирования Черного моря и структур обрамления: 1 — контуры основных тектонических элементов; 2 — контуры областей отсутствия «гранитного» слоя; 3 — разломы. Сокращения: ГК — Горный Крым, МП — Мизийская платформа, СД — Северная Добруджа, ЮД — Южная Добруджа, Бл — Балканиды, Сг — Среднегорье, ЗП и ВП — Западные и Восточные Понтиды, ДМ — Дзирульский массив, АТ — Аджаро-Триалетская зона; *прогибы*: СК Пр — Северо-Крымский, Ин Пр — Индольский, Ис Пр — Истринский, Бд Пр — Бабадагский, Км Пр — Нижнекамчийский, Ср Пр — Сорокина, КТ Пр — Керченско-Таманский, ЗК Пр — Западно-Кубанский, Сн Пр — Синопский, Пр Пр — Предкарпатский, Тп Пр — Туапсинский, Пд Пр — Преддобруджинский; *поднятия*: КК — Крымско-Каламитское, Тт — Тетяева, Шт — Шатского, ЦА — Центрально-Азовское, Ан — Андрусова, Ар — Архангельского, КБ Пн — Каневско-Березанское, Гд Пн — Гудаутское, Ал Вп — Альминская впадина.

Черноморской впадине «безграничная» кора занимает относительно небольшую площадь. На остальной территории осадки залегают на маломощном (до 5—8 км) гранитогнейсовом слое. Минимальная глубина залегания поверхности Мохо в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах составляет 20—22 км. По периферии она увеличивается до 25—28 км [Геофизические ..., 1996; Starostenko et al., 2004 и др.]. Под Центрально-Черноморским поднятием поверхность Мохо погружается до 29—30 км. Мощность кристаллической земной коры в Западно-Черноморской впадине составляет 5—7 км, а в Восточно-Черноморской — 10—13 км.

По сейсмическим данным в осадочной толще Черноморской мегавпадины выделяется несколько протяженных опорных отражающих горизонтов, отождествляемых с поверхностью фундамента (IV—V), поверхностью мела (III—III^a), кровлей эоцена (II—II^a), кровлей майкопа (I^a). Несколько отражений прослеживается в плиоцен-четвертичных отложениях (отражающие горизонты А, Б, В). Отражающие горизонты разделяют осадочную толщу на сейсмостратиграфические комплексы: домеловой, меловой карбонатно-терригенный (4—5 км в Западно-Черноморской впадине и 3—4 км в Восточно-Черноморской), палеоценэоценовый терригенно-карбонатный (4—5 км и 3—4 км), олигоцен-нижнемиоценовый (майкопский) глинистый (4—5 км), средне- и верхнемиоценовый преимущественно терригенный (0,5—3 км), плиоцен-четвертичный терригенный (1—3 км). На Центрально-Черноморском поднятии домайкопские осадки отсутствуют. Следует, однако, отметить, что стратиграфическое деление осадочной толщи в Черном море обосновано слабо и вопрос стратиграфической привязки сейсмологическим комплексам остается предметом дискуссии [Гожик и др., 2006; Казьмин и др., 2000; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988]. В центральной части мегавпадины осадки залегают почти горизонтально (с небольшим наклоном к центру впадины) без видимых признаков существенных деформаций [Туголесов и др., 1985]. В периферийных областях постэоценовые осадки местами осложнены складчатостью.

По периферии мегавпадины Черного моря выделяется несколько прогибов [Сорокина, Туапсинский, Синопский, Нижне-

камчийский, Истринский и др.) и поднятий (Шатского, Тетяева, Гудаутское, Очамчирское и др.). Большинство прогибов сформировалось в постэоценовое время. Поднятия, очевидно, связаны со структурами основания.

Черное море окружают структуры разного возраста и генезиса [Геофизические ..., 1996; Герасимов и др., 2006; Хаин, 1984; Nikishin et al., 2003]. Некоторые из них полностью или частично были втянуты в погружение при формировании Черноморского бассейна. Западное обрамление образует Мизийская плита с переработанным в палеозое позднедокембрийским фундаментом. Докембрийские переработанные породы слагают также Дзирульский массив, расположенный к востоку от Черноморской впадины. Предполагают, что поднятие Шатского, а возможно и поднятие Андрусова являются продолжением Дзирульского массива. Вдоль северного края Черноморской депрессии протягивается консолидированная в палеозое и многократно активизированная в мезозое Скифская плита. В мезозое в ее теле образовались рифтогенные прогибы (Каркинитский, Альминский, Белогорский и др.), а в эоцене—олигоцене — краевые прогибы (Индольский, Западно-Кубанский и др.). Между Мизийской и Скифской плитами располагается Северо-Добруджинский ороген, сформировавшийся в конце мела на месте пермо-триасового рифтового бассейна. Позднекайнозойские орогены Горного Крыма, Большого Кавказа, Восточных и Западных Понтид, Балкан окружают Черноморский бассейн с севера, северо-востока, юга, юго-запада. Горообразовательные процессы происходили почти одновременно (олигоцен—плиоцен), но доорогенная история этих структур существенно отличалась. Вдоль южного края Черноморского бассейна протягивается меловой вулканический пояс.

Весь комплекс геолого-геофизических данных свидетельствует об интенсивной тектонической и магматической активности рассматриваемого региона, по крайней мере, с палеозоя по настоящее время. Образование Черноморской мегавпадины произошло в конце мела—палеогене как задугового бассейна [Nikishin et al., 2003; Robinson et al., 1996].

2. Геотермическая изученность. Геотермическая характеристика земной коры континентов и шельфовых зон морей и океанов

базируется на результатах измерения температуры в глубоких скважинах. На акваториях морей и океанов пробурены лишь одиночные скважины, поэтому для изучения геотермических условий используют погружные зонды, позволяющие измерять градиент температуры (или температуру) в приповерхностном слое осадков. В настоящее время в Черном море выполнено почти 700 определений теплового потока зондовым методом [Дучков, Казанцев, 1985; 1988; Золотарев и др., 1979, 1986; Золотарев, Кобзарь, 1980; Кондюрин, Сочельников, 1983; Любимова, 1968; Савостин и др., 1974; Сысоев, 1961 и др.], три определения в скважинах, пробуренных в глубоководной котловине научно-исследовательским судном «Гломар Челленджер» [Erickson, Von Herzen, 1978], около 20 определений в скважинах на шельфе [Гордиенко и др., 1993; Кутас и др., 2007; Kutas, Poort, 2008]. Здесь впервые приводится авторская оценка теплового потока на Прикерченском шельфе (структура Субботина, $\lambda = 36^{\circ}23,8'$, $\varphi = 44^{\circ}48,3'$). В отложениях майкопа в интервале глубин 2200—2600 м плотность теплового потока составляет 49 ± 4 мВт/м².

Исследования теплового потока в Черном море проводились разными организациями, зондами разной конструкции, с разной точностью. В основном измерялся только градиент температуры. Теплопроводность осадков изучалась на борту судна на образцах, поднятых грунтовыми трубками, или рассчитывалась по водонасыщенности осадков. В последние годы геотермические исследования в Черном море проводились более совершенным измерительным комплексом Геос-2 [Матвеев, Рот, 1988]. Многофункциональный термозонд с использованием компьютерных технологий регистрации и обработки информации позволяет измерять температуру придонного слоя воды, температуру осадков на пяти глубинных уровнях, градиент температуры на четырех базах, теплопроводность осадков непосредственно в условиях их естественного залегания (*in situ*). По новой методике выполнено 194 определения теплового потока [Кобелев и др., 1993; Кутас и др., 1992; 1999; 2003, 2007; Kutas et al., 2005; Kutas, Poort, 2008].

Геотермические исследования проводились на всей акватории во всех тектонических зонах (рис. 2), но пункты измерения распределены очень неравномерно. Более детально изучена северная и западная части

Черного моря. Существующий геотермический материал позволяет охарактеризовать региональные закономерности теплового поля. Локальные особенности изучены лишь на отдельных полигонах. Точность определения теплового потока зондовым методом составляет около 10 %. Однако инструментальная точность измерения градиента температуры и теплопроводности (5—10 %) не отражает реальную точность и достоверность определения теплового потока, поскольку при этом не учитываются условия измерения (характер внедрения зонда, деформация осадков, микрорельеф, динамика флюидов и другие факторы). В какой-то мере представление о достоверности получаемых результатов может дать сопоставление повторных измерений в пределах ограниченных участков (включая и измерения разными типами зондов). Выполненные нами такие сопоставления показывают, что в большинстве случаев средние отклонения не выходят за пределы 10 % (разброс значений теплового потока не превышает 2—4 мВт/м²).

3. Региональные особенности теплового поля. Распределение тепловых потоков в Черном море и на прилегающих участках суши иллюстрирует схематическая карта, представленная на рис. 3. Карта построена по результатам осреднения (в пределах площадок 20'×20') измеренных значений теплового потока без внесения каких-либо поправок. Осреднение позволяет нивелировать вариации поля, обусловленные влиянием неравномерного распределения пунктов определения геотермических параметров и локальных условий измерения — микрорельефа дна, внедрения зонда, состояния и литологии осадков, динамики воды и газа и др.

В глубоководной котловине Черного моря преобладают низкие тепловые потоки (20—40 мВт/м²). Минимальные значения соответствуют центральным наиболее погруженным участкам Западно- и Восточно-Черноморской впадин. По направлению к периферии отмечается повышение теплового потока. В Западно-Черноморской впадине тепловое поле слабо дифференцировано. Изолиния теплового потока 30 мВт/м² охватывает всю центральную часть впадины с максимальной мощностью (свыше 5,5 км) олигоцен-четвертичных отложений, а изолиния 40 мВт/м² практически повторяет контуры постолигоценовой впадины (за исключением ее юго-западной части). Аномалия низких тепловых потоков

простирается вдоль всей впадины с юго-востока на северо-запад. На юго-востоке и северо-западе она выходит за пределы глубоководной котловины и продолжается на шельфе и суше в Синопском и в Бабадагском прогибах. Среднее значение теплового потока в Западно-Черноморской впадине составляет 32 ± 5 мВт/м².

В Восточной части глубоководной котловины тепловое поле более дифференцировано. Тепловые потоки изменяются от 18—20 до 50—60 мВт/м², преобладают низкие значения (30—40 мВт/м²). Изолиния теплового потока 40 мВт/м² охватывает практически всю неоген-четвертичную впадину, кроме ее юго-восточного угла. Однако в отличие от западного сектора внутри этого контура поле неоднородно. На фоне преобладающих низких тепловых потоков выделяется серия разномасштабных положительных аномалий. Область низких тепловых потоков (20—30 мВт/м²), состоящая из двух аномалий, разделенных полосой повышенных значений, протягивается практически вдоль всей Восточно-Черноморской впадины с максимальной мощностью неоген-четвертичных отложений. Низкие тепловые потоки зарегистрированы на значительной площади вала Шатского. В центральной части впадины вы-

деляется аномалия повышенных значений (50—60 мВт/м²). По-видимому, она состоит из нескольких локальных аномалий, однако редкая сеть наблюдений не позволяет детализировать ее структуру. Ограниченные аномалии повышенных тепловых потоков выделяются у северо-западной и юго-восточной границ Восточно-Черноморской впадины. Среднее значение теплового потока в Восточно-Черноморской впадине составляет 35 ± 6 мВт/м².

В пределах Центрально-Черноморского поднятия тепловые потоки изменяются от 20 до 70 мВт/м². Наиболее масштабная положительная аномалия выделяется на северо-западном окончании поднятия Андрусова и прилегающих участках Западно-Черноморской впадины и прогиба Сорокина. Несколько локальных аномалий обнаружено вдоль юго-западного склона поднятия. Центральная часть поднятия характеризуется относительно низкими тепловыми потоками.

По периферии Черноморской мегавпадины тепловые потоки повышаются и тепловое поле становится более дифференцированным. Тепловые потоки изменяются от 20 мВт/м² до сотен и более. Интенсивные аномалии имеют ограниченные разме-

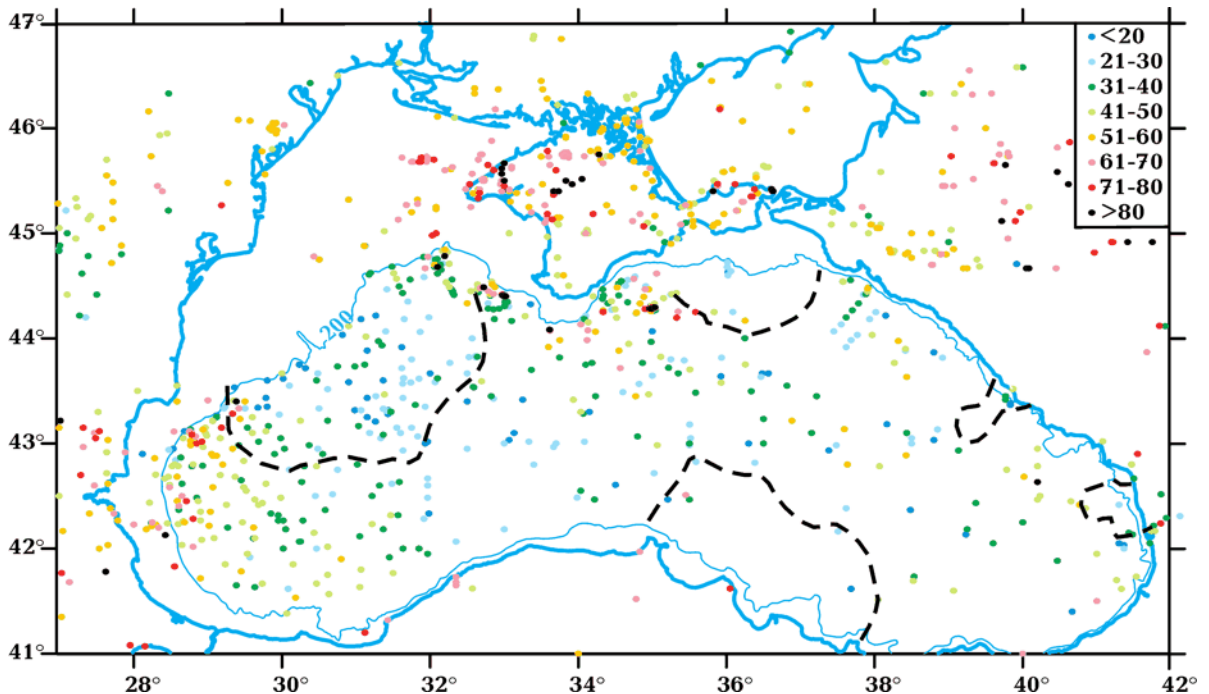


Рис. 2. Схема геотермической изученности (расположение пунктов определения теплового потока) Черного моря и прилегающих участков суши. Пунктиром охватываются конусы выноса основных рек.

ры, что свидетельствует о неглубоком залегании их источников. Существенные вариации теплового потока наблюдаются в периферийных прогибах и поднятиях. Низкие тепловые потоки соответствуют участкам глубокого погружения фундамента в прогибах Сорокина, Туапсинском, Керченско-Таманском, Нижнекамчийском, Истринском. Однако тепловое поле в пределах этих структур неоднородно. На фоне низких тепловых потоков часто выделяются локальные аномалии высоких и очень высоких значений. Такие аномалии удалось выделить в прогибах Сорокина, Туапсинском, Нижнекамчийском. Над поднятиями, выраженными в фундаменте, в большинстве случаев тепловые потоки повышаются. В частности, повышение теплового потока зарегистрировано на поднятиях Тетяева, Гудаутском, Очамчирском. Повышенными потоками характеризуются периферийные поднятия, над которыми существенно сокращена мощность осадков. Дифференциация поля увеличивается по мере приближения к шельфовой зоне. Здесь ощущается влияние

на распределение тепловых потоков прилегающих тектонических структур суши. Так, повышенными тепловыми потоками выделяются продолжающиеся в Черном море структуры Аджаро-Триалетской зоны, Балканид, Большого Кавказа, Среднегорья, а пониженными — Рионской депрессии, Нижнекамчийского прогиба и др. Значительные вариации тепловых потоков наблюдаются у подножья континентального склона практически по всему периметру Черноморского бассейна.

Морфология и интенсивность поля изменяются в пределах континентального склона и шельфа. При переходе от Черноморской мегавпадины к Скифской плите тепловые потоки увеличиваются до 45—70 мВт/м². Повышенные значения тепловых потоков характерны для всей Скифской плиты, но поле здесь неоднородно [Кутас, 1978; Кутас, Цвященко, 1986]. Более высокими значениями выделяются Каркинитский прогиб, Азовский и Каневский валы, Ставропольский свод и др. Тепловое поле приобретает широтную зональность.

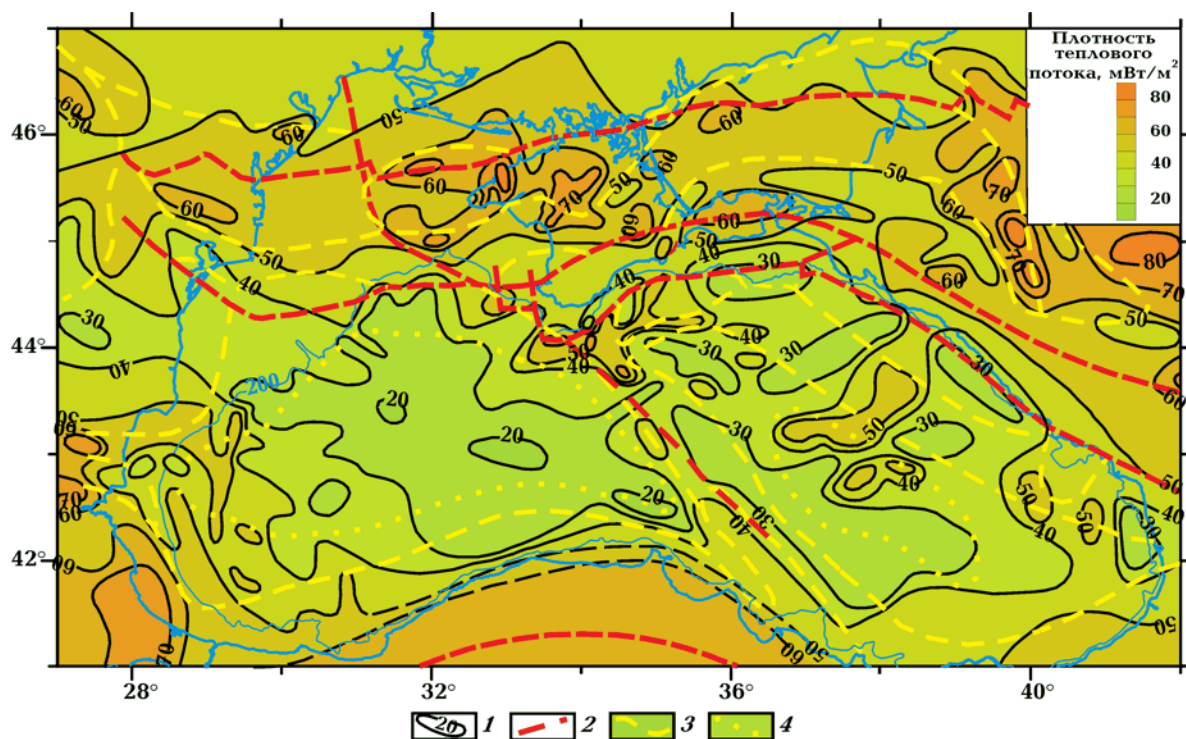


Рис. 3. Схема распределения теплового потока в Черноморском регионе: 1 — изолинии теплового потока, мВт/м²; 2 — главные разломные зоны; 3 — границы основных тектонических элементов; 4 — границы зон с «безграничной» земной корой.

На северо-западном шельфе Черного моря тепловые потоки также повышены, однако редкая сеть измерений не позволяет детализировать структуру поля. Можно лишь констатировать, что к западу от Одесской зоны нарушений тепловые потоки понижены, а к востоку — повышены. В Каркинитском прогибе повышенными значениями теплового потока выделяются его борты, а пониженными — центральная погруженная часть. Такая же закономерность наблюдается и в Индоло-Кубанском прогибе. В западной части северо-западного шельфа и на континенте характер теплового поля изменяется. Здесь выделяется несколько зон повышенных и пониженных значений теплового потока, согласующихся с образовавшейся в мезозое тектонической зональностью Добруджи.

Сложную структуру имеет тепловое поле в прибалканской части Черного моря. Тепловые потоки изменяются здесь от 35 до 70 мВт/м². Определяющее влияние на их распределение имеет тектонический фактор. Повышенными тепловыми потоками выделяются структуры Среднегорья, Странжа, зон разломов, пониженными — Нижнекамчийский прогиб, Мизийская плита.

Переход от Черноморской мегавпадины к Мизийской плите в тепловом поле выражен слабо. Происходит незначительное постепенное повышение теплового потока. Тепловое поле Мизийской плиты слабо дифференцировано. Тепловые потоки составляют 35—45 мВт/м² и только в южной части вдоль Балканид выделяется зона повышенных значений.

Резкое увеличение тепловых потоков отмечается при переходе от Черноморского бассейна к Анатолийскому побережью. К сожалению, слабая изученность теплового потока на этой территории не позволяет увязать изменение поля с особенностями тектоники, строения и эволюции земной коры. Повышение тепловых потоков до 60—70 мВт/м² наблюдается в Аджаро-Триалетской зоне, повышение до 40—60 мВт/м² — в Горном Крыму и в северо-западной части Большого Кавказа.

4. Геолого-геофизический анализ теплового поля. Приведенный обзор геотермических данных в пределах Черного моря и прилегающих участков суши свидетельствует о существенной неоднородности теплового поля. В распределении тепловых

потоков можно проследить определенные региональные и локальные закономерности, которые контролируются как региональной тектонической зональностью, историей развития и строением земной коры, так и геологическими, литологическими, гидрогеологическими, динамическими и другими особенностями конкретных структур. Региональной аномалией низких тепловых потоков выделяется вся Черноморская депрессия. Уменьшение тепловых потоков происходит в полосе современного (неоген-четвертичного) континентального склона. Чем круче континентальный склон, тем резче эффект уменьшения тепловых потоков до значений 30—40 мВт/м². Эта тенденция сохраняется по всему периметру депрессии при довольно большом различии в абсолютных значениях теплового потока на прилегающих структурах суши. Наиболее контрастное уменьшение теплового потока отмечается в зонах перехода к глубоководной котловине от горно-складчатых областей Понтида, Большого Кавказа, Горного Крыма и его западного погружения. Плавный переход к структурам обрамления наблюдается в районе Мизийской плиты, Рионской депрессии. Существует явная корреляция между уменьшением теплового потока и погружением фундамента в миоцен-четвертичное время.

Часто низкие тепловые потоки в Черном море связывают с утонением земной коры и редукцией «гранитного» слоя. Однако существующие геофизические и геотермические данные не совсем согласуются с такой интерпретацией. Как уже отмечалось, в фундаменте Черноморской депрессии выделяется несколько тектонических элементов, которые отличаются историей своего развития, глубинным строением, мощностью земной коры, характером физических полей. В частности, под поднятиями Андрусова и Шатского мощность коры заметно выше, чем в Западно-Черноморской впадине. При этом под осадками появляется довольно мощная толща пород с параметрами «гранитного» слоя. Однако эти структуры по уровню тепловых потоков почти не отличаются, хотя морфология поля у них разная. В Западно-Черноморской впадине аномалия низких тепловых потоков (менее 30—35 мВт/м²) находится полностью в контуре современной (неоген-четвертичной) впадины и практически совпадает с «безгранитной» земной

корой. Только в юго-западном секторе моря тепловые потоки несколько увеличиваются и это соответствие нарушается. В восточной части моря область низких тепловых потоков охватывает не только Восточно-Черноморскую впадину и участок с "безграничной" земной корой, но и значительную площадь поднятий Шатского и Андрусова. Такое распределение тепловых потоков достаточно обосновано указывает на большую роль постэоценовой истории впадины и накопления неоген-четвертичных осадков в формировании современной морфологии теплового поля. Этот вывод подтверждают результаты непосредственного сопоставления средних значений тепловых потоков с мощностью разновозрастных осадков [Кутас, Цвященко, 1993; Кутас и др., 1997]. Наиболее заметное влияние на распределение тепловых потоков оказывает мощность плиоцен-четвертичных и миоценовых отложений, в меньшей степени — мощность майкопа и практически не отражается в тепловом поле изменение мощности более древних образований.

По-видимому, некоторое влияние на величину теплового потока в придонном слое оказывают изменения водного баланса бассейна Черного моря в позднечетвертичную эпоху, придонные течения и принос материала реками. Наиболее мощный поток воды и осадков поступает с северо-запада. Выносимый реками Дунай, Днепр, Днестр поток осадков распространяется к югу и юго-востоку. Достигнув южного континентального склона, он поворачивает на восток. Его контуры практически совпадают с зоной низких тепловых потоков в западном секторе Черного моря (см. рис. 2, 3). В восточном секторе моря аномалии низких тепловых потоков также тяготеют к конусам выноса крупных рек.

Во многих местах распределение тепловых потоков не увязывается ни с мощностью осадков, ни со структурами основания. Такие аномальные зоны в большей степени характерны для восточного сектора глубоководной депрессии и Центрально-Черноморского поднятия. В Западно-Черноморской впадине подобные аномалии выявлены только в прибортовых зонах и на континентальном склоне. Они имеют разные размеры, форму, интенсивность и, как показывает их комплексный геолого-геофизический анализ, связаны с нарушением условий тепло-

массопереноса, обусловленным проявлениями современных геодинамических и физико-химических процессов в осадочном слое. В основном это зоны активных разломов, грязевого вулканизма, миграции флюидов, газовыделений и других современных процессов. Подобные зоны выявлены и детально изучены в разных районах Черного моря [Кутас и др., 1999; 2003а; 2007]. Показательными в этом отношении являются аномальные зоны в северо-западной части моря, на поднятии Андрусова, в прогибе Сорокина и др.

Детальные батиметрические, сейсмоакустические, геотермические, гидрофизические исследования были выполнены на полигоне, расположенном на континентальном склоне в северо-западной части моря в районе палеодельты р. Днепр (полигон ограничен координатами 44°39'—44°47' с.ш. и 31°57'—32°14' в.д.) [Кутас и др., 2003а; Kutas et al., 2005]. С востока его ограничивает Западно-Крымский (Николаевский) разлом, с запада — оперяющие нарушения Одесской разломной зоны. Глубина моря изменяется от 240 до 890 м. На полигоне выявлено более 2000 газовыделений [Nauds et al., 2006; Poort et al., 2007]. Плотность теплового потока на полигоне изменяется от 18—20 до 80—88 мВт/м² [Kutas et al., 2005]. Повышенные тепловые потоки (40—80 мВт/м²) зарегистрированы в зонах Западно-Крымского и Одесского разломов. В каньоне палеорула р. Днепр (Западно-Крымский разлом) тепловые потоки изменяются от 42 до 88 мВт/м². Вынос дополнительного тепла связан с разгрузкой подземных вод. По сейсмоакустическим данным нарушенность осадков здесь прослеживается до поверхности дна [Ludman et al., 2004]. Низкие тепловые потоки (18—30 мВт/м²) наблюдаются в очагах разгрузки газа. Предполагается, что уменьшение теплового потока здесь связано с выделением свободного газа. При поднятии вверх флюидов в зонах разгрузки давление постепенно снижается и возрастает объем свободного газа. Единый глубинный флюидный поток разделяется на два. Вода и газ существенно отличаются по физическим свойствам, в первую очередь по теплоемкости, и выносят разное количество тепла. Газ, обладая низкой теплоемкостью, выносит меньшее количество тела, а при его выделении в придонном слое осадков происходит снижение давления, которое компенсируется притоком холодной воды [Кутас и др. 2007; Kutas, Poort. 2008].

Этот процесс может быть инициирован или усилен внедрением в осадки зонда при измерении тепловых потоков.

Значительные вариации тепловых потоков наблюдаются в зонах формирования диапироподобных структур и грязевого вулканизма. Грязевые вулканы в Черном море выявлены в основном в периферийных частях, в частности в прогибах Сорокина, Туапсинском, в северо-восточной части Западно-Черноморской впадины и других районах. Глиняные диапиры и грязевые вулканы образуются при наличии мощных толщ глинистых отложений в условиях тектонического сжатия. Освобождающиеся флюиды выдавливаются вверх и деформируют пластичные глинистые породы. В перекрывающих отложениях образуются многочисленные трещины, деформированные и ослабленные зоны, по которым потоки флюидов и грязи прорываются к поверхности. Обычно изливающиеся на поверхность дна грязевые потоки имеют не очень высокую температуру, но она всегда выше температуры придонного слоя воды и осадков. Поэтому в них формируется высокий геотермический градиент и, естественно, высокая плотность теплового потока [Kutas, Poort, 2008]. Однако градиент температуры резко уменьшается с глубиной, иногда вплоть до нулевых или даже отрицательных значений. Высокие тепловые потоки поддерживаются активностью вулкана. С угасанием активности происходит быстрое выравнивание тепловых потоков. Зоны диапировых складок в целом характеризуются повышенными тепловыми потоками. Они создаются за счет перераспределения тепла внутри диапировых структур и миграции флюидов по многочисленным трещинам, которые формируются над диапирами.

Таким образом, в осадочных бассейнах происходят довольно сложные процессы тепло- и массообмена, ответственные за формирование аномалий. Характер этих процессов довольно разнообразен. Он зависит от скорости накопления осадков, их типа, мощности, глубинных потоков тепла и вещества, тектонической обстановки. Перераспределение тепловой энергии, связанное с различными геодинамическими и гидрогеологическими факторами, происходит практически непрерывно в процессе эволюции осадочного бассейна. Существенную роль в перераспределении тепловой энергии играют тектонические на-

рушения. Интенсивные аномалии тепловых потоков в прикрымском секторе Черного моря (северная часть поднятия Андрусова, Форосский выступ Горного Крыма, поднятие Тетяева, борт прогиба Сорокина) увязываются с пересечением нескольких систем разломов и образованием локальных очагов растяжения. Растяжения в верхней части земной коры происходят в тылу погружающейся под Горный Крым микроплиты и вдоль бортовых разломов в связи с продолжающимся углублением Черноморской депрессии. Ограниченные аномалии теплового потока в восточном секторе Черного моря, включая Центрально-Черноморское поднятие, вероятно, также являются следствием проявления молодых геодинамических процессов с активизацией или образованием тектонических нарушений и формированием зон локального растяжения в осадочной толще.

Влияние геодинамических процессов прослеживается также в распределении геотермических параметров в осадочных бассейнах шельфа и прилегающей части суши. В частности, в Северо-Крымском прогибе тепловые потоки изменяются от 54 до 80 мВт/м² (см. рис. 3). Дифференциация теплового поля здесь связана, с одной стороны, с образованием мощной толщи низкотеплопроводных осадков в наиболее погруженной части прогиба, а с другой стороны, с конвективным теплопереносом в прибортовых разломных зонах, над которыми формируются интенсивные положительные аномалии. На Тарханкутском полуострове в скважинах, которые пересекли нарушенные зоны, тепловые потоки увеличиваются в висячих блоках до 80—100 мВт/м² и уменьшаются до 60—70 мВт/м² в лежачих [Кутас, Цвященко, 1986]. В итоге в прогибе формируется существенная дифференциация средних значений тепловых потоков по глубине. В верхней части разреза (глубина до 1000 м) они изменяются от 55 до 85 мВт/м², а на глубине более 2500 м — в интервале 60—70 мВт/м². Подобные закономерности характерны и для Индоло-Кубанского прогиба.

Распределение тепловых потоков на структурах обрамления Черного моря определяется особенностями их тектоники и истории развития. Структуры, прошедшие в своем активном развитии через этап растяжения, характеризуются повышенными тепловыми потоками. И чем моложе процесс

активизации, тем выше плотность теплового потока. В зонах сжатия, субдукции, образования надвигов тепловые потоки понижаются. Понижение тепловых потоков наблюдается, в частности, в зонах надвигания Горного Крыма, Большого Кавказа, Балкан и др. Но поскольку эти геодинамические процессы сопровождаются также выделением дополнительной энергии, погружением на большие глубины обводненных и низкоплавких пород, то одновременно образуются очаги локального растяжения и плавления с потоками высокотемпературных флюидов. Очевидно, такова природа неоднородностей теплового поля Кавказского региона и частично Степного и Горного Крыма.

5. Природа неоднородностей теплового поля. На тепловое поле верхних горизонтов земной коры влияет много глубинных и поверхностных факторов: распределение радиогенных источников тепла в земной коре, плотность теплового потока из недр Земли, теплофизические параметры среды, тектоническая и магматическая активность, накопление осадков и эрозия, рельеф и др. Все эти факторы в той или иной мере оказали влияние на распределение тепловых потоков в Черноморском бассейне. Их анализ выполняли многие исследователи [Галушкин и др. 2006; Гольмшток, 1988; Дучков, Казанцев, 1988; Золотарев и др., 1979; 1986; Кутас и др., 1997; Golmshtok et al., 1992; Kutas et al., 1998 и др.]. Однако полученные ими результаты иногда существенно отличаются. Неоднозначность результатов можно объяснить сложностью эволюционных процессов, которые невозможно вложить в определенную модель, несовершенством и схематичностью моделей и методик, применяемых для описания этих процессов, недостатком исходной информации. В последние годы такой информации существенно прибавилось. Все это позволяет более надежно оценивать влияние отдельных факторов и способствует уменьшению неоднозначности результатов интерпретации геотермических данных.

В морских условиях измерения проводятся, главным образом, в самом верхнем слое осадков (в интервале первых метров от поверхности дна). Их результаты весьма чувствительны к условиям измерения и любым даже очень незначительным нарушениям температуры в придонном слое воды. Естественно, возникает вопрос, насколько

измеренные в придонном слое осадков геотермические параметры адекватны теплового состоянию более глубоких горизонтов.

На результаты измерения температуры и теплового потока зондовым методом влияют положение и степень внедрения зонда, нарушение среды измерения и естественного распределения температуры при внедрении зонда и др. Современные конструкции зондов (Геос-2) позволяют контролировать все эти процессы [Матвеев, Рот, 1988; Кутас и др., 2007; Kutas, Poort. 2008]. Зонды оснащены датчиками для контроля углов вхождения зонда. Глубина внедрения зонда, характер возмущения и степень восстановления температурного режима оценивается по непрерывным измерениям температуры в осадках и придонном слое воды с момента внедрения зонда до его извлечения. Состояние среды контролируется по теплопроводности, которая измеряется в условиях естественного залегания осадков (*in situ*) в процессе эксперимента. Разнообразную дополнительную информацию об условиях измерения можно получить по результатам эхолотирования, сейсмоакустических, гидрофизических и других исследований. Надежность и достоверность результатов определяется по повторным (многократным) измерениям в одном и том же пункте. Измерительный комплекс «Геос-2» позволяет выполнять вторичные измерения без поднятия зонда на борт судна. По многочисленным детальным измерениям на полигонах можно сделать выводы, с одной стороны, о большом разнообразии условий измерения, создаваемых состоянием, динамикой и составом осадков, перетоками воды и газа, наличием газогидратов и другими факторами и, с другой стороны, о достаточно высокой степени достоверности измеряемых значений плотности теплового потока. Наиболее существенные вариации условий измерения наблюдаются в периферийных частях глубоководной котловины.

Локальные возмущения теплового потока создают поверхностные условия — рельеф дна, оползни, придонные течения и другие процессы. Методы оценки таких возмущений достаточно хорошо разработаны. Они могут быть учтены при наличии дополнительной информации в виде детальных батиметрических карт, сейсмоакустических разрезов, описаний и анализов образцов донных осадков, поднятых грунтовыми

трубками, и др. Поверхностные факторы на большей части акватории Черного моря слабо влияют на геотермические параметры (плоский рельеф, горизонтальное залегание осадков, относительно стабильные течения и пр.). Их роль становится заметной по периферии впадины и на континентальном склоне [Золотарев и др., 1979; Кутас и др., 1999; 2003а].

На региональный уровень тепловых потоков в придонном слое осадков существенно влияют вариации температуры на поверхности дна. Сезонные колебания температуры, как показывают экспериментальные исследования, затухают в водной толще на глубине 300—400 м [Кутас и др., 1999 и др.], а определяющее значение имеют относительно недавние или современные длительные нарушения температур в придонном слое воды и осадков, связанные с изменением климата, подводных течений или условий накопления осадков.

Климатическая поправка к тепловому потоку в Черном море по оценкам разных авторов [Галушкин и др., 2006; Золотарев и др., 1979; Кутас, 1996; Кутас и др., 1997 и др.] изменяется от 2 до 7 мВт/м². Обычно она рассчитывается на основе решения нестационарного уравнения теплопроводности при заданном изменении во времени температуры на поверхности [Карслоу, Егер, 1964]. Однако информация о палеоклиматических изменениях неоднозначна, поэтому неоднозначны и оценки их влияния на геотермические параметры.

За последние 20—30 лет существенно возрос интерес к проблеме климатических изменений и, естественно, увеличилось количество информации. Этому способствовало не только изучение биологических критериев на континентах, но и морских осадков, а также внедрение новых методических разработок на основе комплексного использования геологических, биологических, изотопных, микрофаунистических, палеомагнитных и других данных. В настоящее время известна общая схема изменения палеотемператур в позднем плиоцене-голоцене, однако существует ряд дискуссионных вопросов, касающихся динамики климатических событий, оценки продолжительности климатических периодов, их временных границ и амплитуды колебаний [Хотинский, 1989].

Наиболее существенным климатическим событием в этот период было значитель-

ное похолодание во Вюрмскую ледниковую эпоху. В Причерноморье температуры снижались на 6—8 °С. Среднегодовая температура составляла 2—4 °С. В отдельные периоды она опускалась до 0—1 °С [Величко, 1987; Зубаков, 1986; Изменчивость..., 1995; Клименко и др., 1996; Ясаманов, 1981]. Предполагается, что в придонном слое морских бассейнов она была выше на 2—3 °С [Зубаков, 1986; Ясаманов, 1981]. Похолодание началось около 70 000 лет назад, а потепление — около 12 000 лет назад. Учитывая тепловую инерцию водной толщи, можно допустить, что колебания температур в глубоководном бассейне были не столь контрастными. В Черном море температура придонных вод в ледниковый период, по-видимому, не опускалась ниже 3—4 °С и, следовательно, отличалась от современной (9,1±0,1 °С на глубине 2000—2200 м) на 5—6 °С. Если повышение температуры происходило постепенно, то современное понижение теплового потока в придонном слое осадков не должно превышать 3—4 мВт/м². Однако имеющиеся в настоящее время данные указывают на существенные вариации температур. Таяние ледников в послеледниковую эпоху сопровождалось поступлением больших масс холодных вод, повышением скорости накопления осадков и уровня Черного моря более чем на 100 м. Важные климатические события произошли примерно 7 100 лет назад [Duman et al., 1992]. В связи с раскрытием пролива Босфор более соленые и теплые воды Мраморного моря начали поступать в Черное море. Температура придонных вод повышалась. Она достигла максимальных значений (выше современных температур на 1,5—2 °С) в период Атлантического оптимума (6200—5300 лет тому назад). За ним (5600—4500 лет назад) последовало понижение температуры примерно на такую же величину. Около 3000 лет назад установилась температура, близкая к современной. Дальнейшие кратковременные и малоамплитудные колебания температуры практически не отразились на величине теплового потока в придонном слое осадков. Ощутимое понижение температуры произошло в «малый ледниковый» период (XVI—XIX вв). На юге Европы его амплитуда составляла 1—1,5 °С [Изменчивость ..., 1995; Клименко и др., 1996]. Понижение температуры воды в Черном море могло достигать 0,2—0,4 °С и соответственно дополнительное пониже-

ние современного теплового потока в придонном слое на 2—3 мВт/м². Иной сценарий развития событий — постепенное понижение температуры после Атлантического оптимума до «малого ледникового» периода на 1—2 °С и ее повышение с конца XIX в. примерно на 1 °С.

Следует отметить, что чем «моложе» возмущения температуры в слое придонных вод, тем существеннее их влияние на распределение температур в придонных осадках. В настоящее время оживленно обсуждается проблема современного глобального потепления. Допускается повышение среднегодовой температуры на Европейском континенте на 0,5—1 °С. Повышение температуры придонных вод на 0,1—0,2 °С за последние 10—20 лет стало бы причиной понижения теплового потока в осадках еще на 2,0—3,0 мВт/м². Однако результаты экспериментальных исследований температуры воды придонного слоя за последние 50 лет не дают оснований для однозначного вывода о ее направленном изменении в таких пределах [Полонский, Ловенкова, 2003]. Современная суммарная климатическая поправка к теплому потоку в глубоководной части Черного моря, учитывающая понижение температуры в ледниковый и «малый ледниковый» периоды и повышение в период Атлантического оптимума и в XIX—XX вв., составляет около 6±1 мВт/м². С учетом климатической поправки средние значения теплового потока в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах составляют соответственно 38±5 и 41±6 мВт/м².

Выполненный геолого-геофизический анализ теплового поля в Черном море свидетельствует о существенной зависимости плотности теплового потока от мощности осадочного слоя, особенно молодых (плиоцен-четвертичных) отложений. Проблема оценки влияния на тепловое поле осадконакопления возникла почти одновременно с первыми измерениями теплового потока на акваториях [Benfield, 1949]. Искажающее влияние оказывает целый комплекс факторов, сопутствующих осадконакоплению: погружение земной коры, длительный процесс накопления холодных осадков, теплоизолирующее влияние образовавшегося низкотеплопроводного покрытия, дополнительное, увеличивающееся со временем тепловыделение в осадочной толще за счет распада радиоактивных элемен-

тов, уплотнение осадков и соответственно изменение по мере их накопления и погружения теплофизических параметров и радиогенной теплогенерации, освобождение большого количества флюидов и их участие в теплопереносе, различные термодинамические процессы и физико-химические реакции, происходящие в осадках по мере их погружения в область высоких температур и давлений и др. Достоверность и надежность освещения теплового состояния осадочного слоя в молодых развивающихся бассейнах зависит от того, насколько полно учтен весь комплекс факторов, сопутствующих накоплению осадков и влияющих на распределение источников тепла и условия теплопереноса. Попытки дать количественную оценку искажений теплового поля при отложении осадков предпринимались неоднократно. Этот процесс анализировался в комплексе и по элементам. Для этого использовались различные методы — от строгих аналитических, основанных на решениях уравнения теплопроводности, до различных эмпирических оценок [Benfield, 1949; Карслоу, Егер, 1964; Кутас, 1965; Любимова, 1968; Гольмшток, 1988; Галушкин, Смирнов, 1987; Hutchison, 1985 и др.]. Оценки влияния осадконакопления на геотермическую ситуацию в Черноморском бассейне можно найти в работах [Дучков, Казанцев, 1985; Золотарев и др., 1986; Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, Цвященко, 1993; Любимова, 1968; Любимова и др., 1973; Галушкин, Смирнов, 1987; Галушкин и др., 2006; Golmshtok et al., 1992; Epickson, Von Herzen, 1978 и др.]. Однако полученные результаты существенно неоднозначны. Эта неоднозначность обусловлена, с одной стороны, недостатком достоверной геолого-геофизической информации о скоростях осадконакопления, параметрах среды, условиях на границах и прочее, а с другой стороны, упрощенностью принятых моделей. Как правило, задача сводится к оценке плотности теплового потока на верхней подвижной границе однородного полупространства, на которой с равномерной скоростью накапливается слой однородных осадков. При этом не учитывается уплотнение осадков, изменение их теплофизических параметров, генерация радиогенного тепла и многие другие факторы. В общей постановке задача о тепловом режиме слоя накапливающихся осадков является нестационарной задачей теплопроводности

в неоднородной среде с подвижной границей. Ее аналитическое решение всегда сопряжено с определенными упрощениями. В приложении к анализу геотермического режима Черноморского бассейна эта задача наиболее детально рассмотрена в работах [Golmshtok et al., 1992; Галушкин и др., 2006].

Реальное распределение геотермических параметров в такой геодинамической системе, как развивающийся осадочный бассейн, может быть получено только на основе моделирования его эволюции, которое позволяет восстановить как историю накопления осадочной толщи, так и изменение ее теплового режима [Галушкин, Кутас, 1995; Галушкин и др., 2006]. Моделирование осуществляется на базе численного решения уравнения теплопроводности [Карслоу, Егер, 1964]:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - Vc\rho \frac{\partial T}{\partial z} + A_0, \quad (1)$$

при граничных и начальных условиях:

$$z = 0; T = T(t), \quad (2)$$

$$z = z_a; T = T_m(t), \quad (3)$$

$$t_0 = 0; T = T_c(z). \quad (4)$$

В системе уравнений (1) — (4) T — температура, λ , c и ρ — теплопроводность, теплоемкость и плотность пород соответственно, A — генерация радиогенного тепла, z — глубина, V — скорость смещения верхней границы (скорость осадконакопления), t — время, $T(t)$, $T_m(t)$ — температура на верхней границе (на поверхности осадков) и на нижней границе счета z_a , $T_c(z)$ — стационарное начальное распределение температуры, $\lambda = ac\rho$ (a — температуропроводность).

Геотермическая модель земной коры.

Решение приведенной выше системы уравнений и построение численной модели эволюции теплового режима может быть реализовано только при наличии большого объема дополнительной информации, включая теплофизические параметры среды, распределение радиогенных источников тепла, значение глубинного теплового потока или температуры на нижней границе счета, скорость отложения осадков на разных временных интервалах, мощность литологических и стратиграфических комплексов и др. Таким образом, задача построения модели геотермического режима развивающегося бассейна предусматривает

решение нескольких дополнительных задач [Кутас и др., 1989, 2003б]: создание модели эволюции и строения среды (формирования осадочного слоя); построение моделей распределения радиогенных источников тепла и теплофизических параметров среды; определение фонового уровня современного теплового потока, выделение и интерпретация геотермических аномалий; создание модели условий теплообмена на поверхности накапливающихся осадков (изменение климата, рельеф, скорость накопления осадков и др.); решение системы уравнений теплового баланса и расчета температур и тепловых потоков.

Исходной информацией для решения этих задач служат разнообразные геолого-геофизические материалы, в первую очередь, результаты бурения и геофизические данные о строении земной коры, мощности литолого-стратиграфических комплексов осадочного слоя, физических параметрах среды и др. Модель распределения теплофизических параметров в осадочной толще может быть создана по результатам их измерения на образцах керна, отобранных при бурении скважин в каждом конкретном регионе. Теплофизические параметры возможно также рассчитать по литологическому составу пород с учетом их пористости и насыщения или оценить по «среднемировым» значениям, полученным для основных литологических разновидностей осадочных пород. Такие «среднемировые» или региональные параметры осадочных пород можно найти в опубликованных работах [Sclater, Christie, 1980; Hutchison, 1985; Deming, Chapman, 1989; Nielsen, Balling, 1990; Vasseur et al., 1995; Correira, Jones, 1996 и др.].

Наиболее достоверную информацию дают экспериментальные данные. Однако в Черном море экспериментально исследованы физические параметры только придонного слоя осадков. Теплопроводность илов изучалась как в лабораторных условиях на образцах, поднятых грунтовыми трубками, так и непосредственно в условиях их естественного залегания. Теплопроводность илов изменяется от 0,7 до 1,4 Вт/м·К, но преобладают значения 0,8—1,1 Вт/м·К. Теплопроводность кокколитовых и сапропелевых илов верхней части разреза составляет 0,7—0,9 Вт/м·К, в новоэвксинских илах она увеличивается до 0,8—1,0 Вт/м·К. Теплопроводность песков, иногда ракушняка, которые встречаются,

в основном, на шельфе, континентальном склоне и его подножье, увеличивается до 1,2—1,4 Вт/м·К [Дучков, Казанцев, 1985; 1988; Кутас и др., 1999; 2003a]. Средние значения теплопроводности придонного слоя по результатам лабораторных исследований составляет $0,86 \pm 0,14$ Вт/м·К [Дучков, Казанцев, 1988], а по результатам измерения *in situ* $0,92 \pm 0,16$ Вт/м·К [Кутас и др., 1999; 2007]. С глубиной теплопроводность увеличивается. Соответственно изменяются и другие параметры — пористость уменьшается от 60—80 % в интервале 3—100 см до 45—65 % в интервале 200—300 см, плотность увеличивается от 1200—1450 до 1450—1800 кг/м³.

В связи с отсутствием глубокого бурения в глубоководной котловине Черного моря экспериментальные данные о теплофизических параметрах осадков на больших глубинах отсутствуют. Такие скважины существуют в пределах прилегающих участков суши и шельфа. Они вскрывают те же литолого-стратиграфические комплексы, которые выделяются по сейсмическим данным в Черноморской мегавпадине. Во многих скважинах были выполнены детальные геотермические исследования, позволяющие охарактеризовать теплофизические параметры всех литологических типов пород и определить их средние значения для главных структурно-вещественных комплексов, выделяемых по сейсмическим данным [Кутас, Гордиенко, 1971; 1975; Кутас и др., 1989; Люсова, Кутасов, 1973 и др.].

По экспериментальным данным теплопроводность неогеновых глин составляет 1,1—1,5 Вт/м·К, майкопских — 1,2—1,6 Вт/м·К, эоцен-палеоценовых 1,3—1,7 Вт/м·К. Теплопроводность аргиллитов колеблется в интервале 1,4—2,0 Вт/м·К, песчаников — 1,6—2,5 Вт/м·К, известняков — 1,2—1,8 Вт/м·К. Отложения мела характеризуются более высокой теплопроводностью: аргиллиты — 1,7—2,2 Вт/м·К, песчаники — 2,0—2,7 Вт/м·К, известняки — 1,8—2,5 Вт/м·К, мергели — 1,7—2,3 Вт/м·К. Средние значения теплопроводности и других физических параметров в осадках Западно-Черноморской впадины приведены на рис. 4.

Литологическое расчленение структурно-вещественных комплексов по геофизическим данным и результатам бурения позволяет рассчитать теплофизические параметры [Галушкин, Кутас, 1995; Кутас, 2003; Кутас и др., 1997 и др.]. Литофациальная

характеристика сейсмо-стратиграфических комплексов дана во многих опубликованных работах [Бондарчук и др., 2008; Строеие ..., 1989; Туголесов и др., 1985]. В наших расчетах принят следующий литологический состав пород основных стратиграфических горизонтов (в процентах): плиоцен-квартер — 60 % глины +40 % песчаники и аргиллиты; верхний миоцен — 40 % глины +30 % песчаники +30 % известняки; нижний миоцен-олигоцен (майкоп) — 80 % глины +10 % песчаники +10 % алевролиты; эоцен-палеоцен — 10 % глины +20 % аргиллиты +10 % песчаники +40 % известняки +10 % доломиты +10 % мергели; верхний мел — 50 % известняки +10 % доломиты +10 % мергели +10 % вулканиты +20 % аргиллиты; нижний мел — 50 % аргиллиты +20 % глины и алевролиты +20 % песчаники +10 % вулканиты. Как следует из приведенных на рис. 4 результатов расчета, в верхней части разреза рассчитанные средние значения теплопроводности практически совпадают с экспериментальными. С увеличением глубины рассчитанные значения превышают полученные экспериментально. Причин такого несоответствия может быть несколько: образцы пород для экспериментальных исследований отбирались на относительно небольших глубинах (до 3—4 км); несоответствие выбранной литологической модели реальному литологическому составу пород; несоответствие структуры и порового пространства реальной породы, выбранной модели и др.

Теплопроводность кристаллических пород глубоких горизонтов земной коры оценивается на основе обобщения экспериментальных данных для пород разного генезиса и состава с учетом распределения сейсмических скоростей и влияния увеличивающихся с глубиной температур и давления [Кутас и др., 1989]. Результаты изучения теплофизических параметров кристаллических пород приводятся во многих опубликованных работах [Смирнов, 1980; Кутас и др., 1989; Deming, Chapman, 1989; Rybach, 1996 и др.]. В наших моделях теплопроводность при нормальных термодинамических условиях пород «гранитного» слоя принята равной 2,5 Вт/м·К, «базальтового» — 2,4 Вт/м·К, верхней мантии — 3,3 Вт/м·К.

Оценка радиогенной теплогенерации в породах базируется, в первую очередь, на экспериментальных данных о содержании в них радиоактивных элементов. В настоя-

щее время накопился большой фактический материал о радиоактивности пород разного состава, типа, происхождения.

В Черном море содержание радиогенных элементов определялось только в илах придонного слоя [Аршавская, Любимова, 1974; Батурич и др., 1967 и др.]. Генерация тепла в них составляет 0,7—1,1 мкВт/м³. Данные о содержании радиоактивных элементов в более глубоких горизонтах осадочного слоя отсутствуют. Радиогенное тепловыделение в них оценивалось по результатам экспериментальных исследований соответствующих структурно-вещественных комплексов на прилегающих участках суши. Были проведены также расчеты теплогенерации по литологии пород с использованием средних концентраций для пород определенного литотипа, полученных как по результатам собственных обобщений [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989, 1997], так и опубликованных другими исследователями [Смыслов, 1974; Ungerer et al., 1990; Rybach, 1996; Cermak et al., 1990 и др.]. Данные о радиогенной теплогенерации в осадочном слое Западно-Черноморской впадины представлены на рис. 4. Генерация

тепла в кристаллических породах земной коры определялась по распределению в них сейсмических скоростей [Кутас и др. 1989; Cermak et al., 1990; Rybach, Buntebarth, 1982]. Средняя теплогенерация в «гранитном» слое (в Восточно-Черноморской впадине) принята равной 0,7—0,9 мкВт/м³. Предполагается, что «гранитный» слой представлен высокометаморфизованными породами. Теплогенерация в «базальтовом» слое принята равной 0,2 мкВт/м³.

Одномерные численные модели эволюции теплового режима осадочной толщи построены для нескольких пунктов в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах. Модели построены в зонах с ненарушенной структурой осадков и относительно устойчивым распределением теплового потока. В пунктах построения одномерных геотермических моделей на основании сейсмических данных создавались усредненные сейсмостратиграфические разрезы осадочного слоя. Как уже отмечалось, в осадочной толще Черноморской мегавпадины выделяется по сейсмическим данным несколько отражающих горизонтов. Однако, вопрос

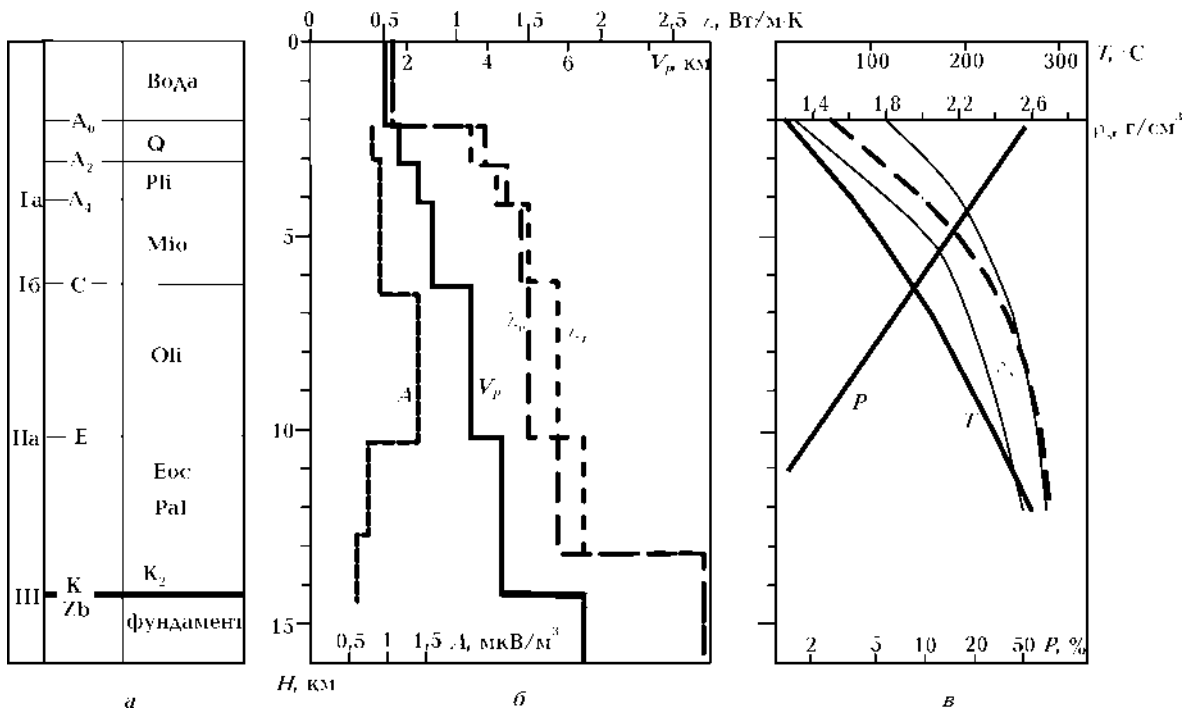


Рис. 4. Модель распределения радиогенных источников тепла и теплофизических параметров в осадочном слое Западно-Черноморской впадины: а — сейсмостратиграфическая колонка (по [Finetti et al., 1988]) и сейсмолитологические комплексы осадочной толщи; б — скорости продольных сейсмических волн (V_p), средняя теплопроводность по экспериментальным данным (λ_e) и рассчитанная по литологическому составу пород (λ_r), средняя радиогенная теплогенерация (A); в — температура (T), пористость (P) и плотность пород (ρ_s) по экспериментальным данным (затемненное поле) и рассчитанная по литологическому составу пород (пунктирная кривая).

их стратиграфической привязки остается дискуссионным. Мощности стратиграфических толщ в интерпретации разных авторов иногда существенно отличаются [Казьмин и др., 2000; Туголесов и др., 1985; Finetti et al., 1988 и др.]. В частности, мощности четвертичных отложений в интерпретации В. Г. Казьмина с соавторами [2000] и Д. А. Туголесова с соавторами [1985] отличаются более чем в 1,5 раза. Несогласованность структурно-вещественных комплексов, выделяемых по сейсмическим данным, со стратиграфической шкалой подтверждается и результатами бурения, в частности, скважиной, пробуренной на структуре Субботина (Прикерченский шельф) [Гожик та ін., 2006; Полухтович та ін., 2008]. Наши построения базируются преимущественно на материалах, опубликованных Д. А. Туголесовым с

соавторами [1985], дополненных данными других исследователей [Казьмин и др., 2000; Строение ..., 1989; Finetti et al., 1988 и др.]. Разрез осадочной толщи центральной части Западно-Черноморской впадины представлен на рис. 5. Он включает отложения: четвертичные ($h = 1,6$ км), плиоцена (1,2 км), верхнего и среднего миоцена (2,2 км), майкопа (4,4 км), эоцена и палеоцена (4,2 км), мела (2,2 км). Общая мощность осадочного слоя составляет 15,8 км, мощность земной коры (вместе с «базальтовым» слоем) — 22 км. В область моделирования (расчета геотермических параметров) включена также и подстилающая часть литосферы до глубины 200 км или поверхности астеносферы, которая определялась по точке пересечения рассчитанной геотермы с кривой солидуса сухих основных пород.

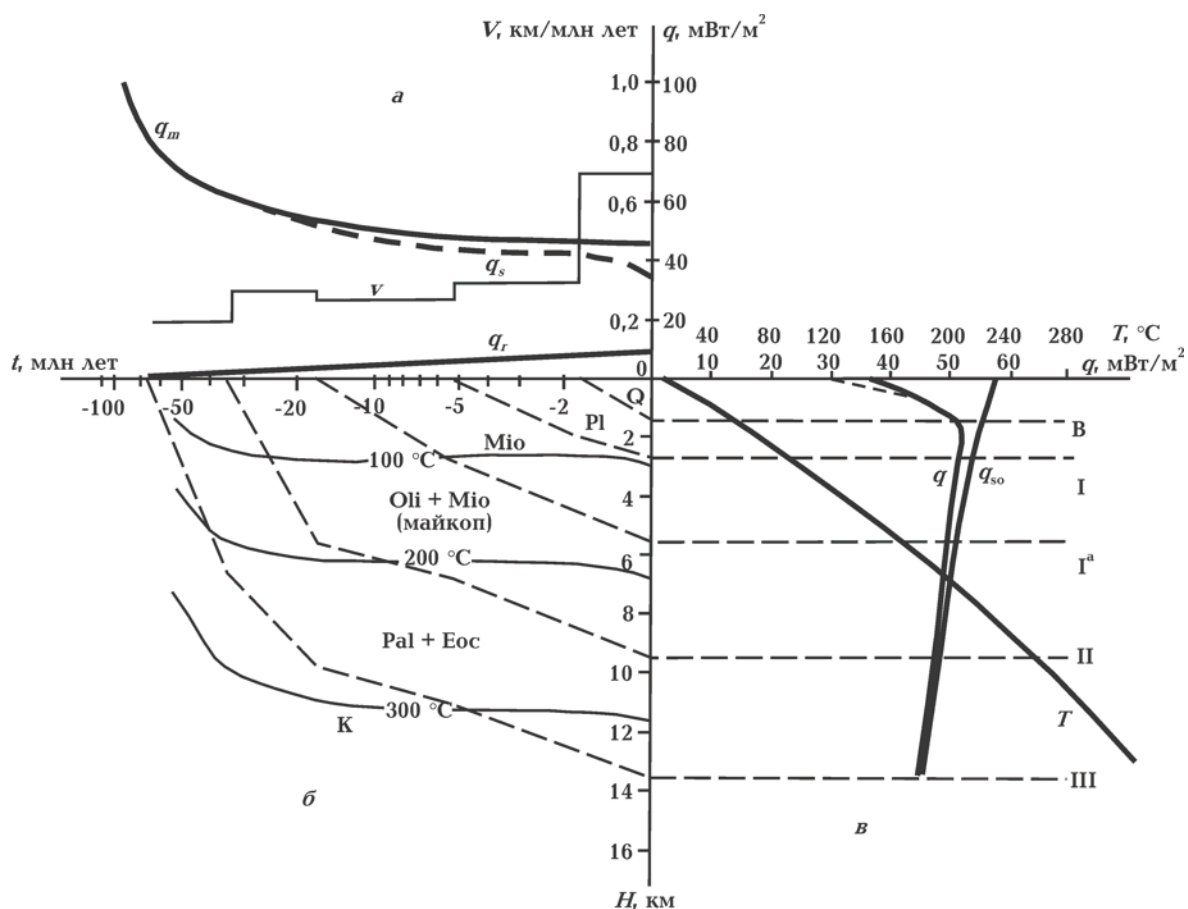


Рис. 5. Эволюция и тепловой режим Западно-Черноморского бассейна по результатам моделирования: а — скорость накопления осадков (v) и плотность теплового потока (q_m — мантийная, q_s — через поверхность осадков, q_r — радиогенная осадочного слоя); б — схема формирования осадочной толщи и распределение в ней температур; в — современное распределение температуры (T) и теплового потока (q) в осадочной толще (q_{so} — плотность теплового потока, исправленная за колебания придонной температуры и осадконакопление); В, I, I^a, II, III — границы сейсмостратиграфических комплексов.

Построение тепловой модели Черноморского бассейна базируется на предположении о рифтовой природе Западно- и Восточно-Черноморской впадин [Герасимов и др., 2006; Казьмин и др., 2000; Nikishin et al., 2003]. Рифтовая природа предусматривает растяжение и нагрев литосферы, сокращение ее мощности, повышение теплового потока на начальной стадии рифтообразования, охлаждение литосферы в пострифтовый период, с которым связано дополнительное (термальное) погружение бассейна. Максимальное повышение плотности теплового потока соответствует окончанию наиболее активного этапа растяжения литосферы. При построении модели эволюции теплового режима осадочного бассейна это значение теплового потока принимается в качестве начального и определяется по уровню тепловых потоков современных рифтов. Оно может быть также определено приблизительно по скорости и степени растяжения литосферы. В наших построениях для Западно-Черноморской впадины оно принята равным 85 мВт/м^2 [Кутас, 2003б]. По результатам геологических исследований [Nikishin et al., 2003; Казьмин и др., 2000] и интерпретации современных тепловых потоков [Вержицкий, 2002; Кутас, 2003б и др.] оно может быть отнесено к концу мела — началу палеогена (65 млн лет тому назад). Изменение мантийной составляющей теплового потока в процессе охлаждения литосферы и значение теплового потока на поверхности накапливающихся осадков определяются на основе численного решения нестационарного уравнения теплопроводности.

На верхней границе области счета (на поверхности накапливающихся осадков) задавалось изменение температуры во времени по имеющимся палеоклиматическим реконструкциям [Величко, 1987 и др.]. В соответствии с этими данными с мелового времени температура постепенно уменьшалась. На этом фоне происходили кратковременные повышения и понижения. Если пренебречь кратковременными колебаниями, то изменение температуры на поверхности можно представить в виде постепенного уменьшения от 26°C в эоцене до современных $9,1^\circ\text{C}$ с падением до $+4^\circ\text{C}$ в период голоценового оледенения (70—10 тыс. лет назад).

Скорости накопления осадков рассчитывались для отдельных структурно-вещест-

венных комплексов, которые выделяются по сейсмическим данным в современном разрезе, используя процедуру их разуплотнения. По мере погружения осадков в процессе развития бассейна они уплотняются. Если уплотнение происходит за счет уменьшения пористости, то при погружении элементарного объема толщиной Δz с глубины z_1 на глубину z_2 выполняется условие

$$\Delta z_1(1 - P(z_1)) = \Delta z_2(1 - P(z_2)), \quad (7)$$

где Δz_1 и Δz_2 — толщина элементарного объема на глубинах z_1 и z_2 , а $P(z_1)$ и $P(z_2)$ — пористость на глубинах z_1 и z_2 . Если пористость является функцией глубины $Pz = P_0 \exp(-z/B_i)$, где P_0 — пористость на поверхности, B_i — коэффициент уплотнения породы, то ее изменение при перемещении объема с глубины z_1 на глубину z_2 может быть определено из соотношения [Sclater, Christie, 1980]:

$$\begin{aligned} \Delta P &= \int_{z_1}^z P_0 \exp\left(-\frac{z}{B_i}\right) dz \\ &= P_0 B_i \left(\exp\left(-\frac{z_1}{B_i}\right) - \exp\left(-\frac{z_2}{B_i}\right) \right), \end{aligned} \quad (8)$$

и, следовательно, равенство (7) в координатах глубины запишется в следующем виде

$$\begin{aligned} \overline{z_2} - \overline{z_1} &= (z_2 - z_1) - P_0 B_i \left[\exp\left(-\frac{z_1}{B_i}\right) - \right. \\ &\left. - \exp\left(-\frac{z_2}{B_i}\right) + \left(\exp\left(-\frac{\overline{z_1}}{B_i}\right) - \exp\left(-\frac{\overline{z_2}}{B_i}\right) \right) \right], \end{aligned} \quad (10)$$

где z_1 , $\overline{z_1}$ и z_2 , $\overline{z_2}$ — координаты кровли и подошвы слоя до и после погружения.

Результаты численной реконструкции тепловой эволюции осадочной толщи центральной части Западно-Черноморской впадины представлены на рис. 5. Изменение плотности теплового потока на поверхности осадков и мантии в процессе эволюции бассейна представлено на рис. 5, а, реконструкция эволюции осадочной толщи и температуры — на рис. 5, б. Современное распределение температур и теплового потока в осадочном слое иллюстрирует рис. 5, в. По результатам измерения современная средняя плотность теплового потока в придонном слое осадков Западно-Черноморской впадины составляет, как уже отмечалось, 32 мВт/м^2 . Понижение теплового потока на

6 ± 1 мВт/м² связано с изменением температуры придонного слоя воды (климатическая поправка). С глубиной поправка уменьшается и на 1000 м практически равна нулю (пунктирная кривая на рис. 5, в). Примерно 2 мВт/м² выносятся водой, которая освобождается при уплотнении осадков. Наиболее существенное понижение тепловых потоков в приповерхностном слое обусловлено отложением молодых осадков. С глубиной влияние накопления современных и более древних отложений уменьшается и тепловой поток увеличивается, достигая максимальных значений (54 ± 2 мВт/м²) на глубинах 3—5 км. Глубже он постепенно уменьшается в связи с уменьшением вклада радиогенного тепла осадочного слоя.

Вклад радиогенного тепла изменяется в процессе эволюции осадочного бассейна (рис. 5, а). Он постепенно увеличивается как за счет увеличения мощности осадочного слоя, так и за счет стабилизации радиогенного тепловыделения со временем. Если на современном этапе радиогенная составляющая эоценовых отложений уже полностью стабилизировалась, то доля четвертичных отложений в современном тепловом потоке практически равна нулю. Общий вклад радиогенного тепла осадков в современную величину теплового потока не превышает 10 ± 1 мВт/м². Это примерно на 5 мВт/м² меньше установившегося значения, которое обычно принимается при моделировании современного распределения температуры в земной коре. С глубиной вклад радиогенного тепла осадочного слоя уменьшается. Плотность теплового потока на поверхности фундамента понижается до 44 ± 2 мВт/м², а на поверхности мантии — до 42 ± 2 мВт/м² (мантийная составляющая). На рис. 5, в (кривая q_s) представлено также распределение установившегося теплового потока, т.е. потока, который существовал бы в современной земной коре в стационарных условиях с поправкой за влияние палеоклиматических вариаций и вынос тепла водой, которая освобождается при уплотнении осадков. На поверхности осадков он составляет 58 ± 3 мВт/м².

На древней платформе, где тепловой поток не осложнен тектонической активностью и современным накоплением осадков, мантийная составляющая равна 20 ± 2 мВт/м² [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989; Sermak et al., 1990]. Если это значение принять за стационарный фоновый уровень мантийного те-

плового потока, то по отношению к нему в Западно-Черноморской впадине на уровне поверхности мантии существует аномалия с амплитудой 22 ± 2 мВт/м². Это значение удовлетворительно согласуется с поднятием астеносферы с температурой на ее поверхности 1200 °С при раскрытии Западно-Черноморского рифта примерно 80—85 млн лет тому назад. Плотность поверхностного теплового потока в это время достигала 80—90 мВт/м². Охлаждение с одновременным погружением поверхности началось около 60—55 млн лет назад. Изменение температуры в процессе эволюции бассейна представлено на рис. 5, б. Современное распределение температур в осадочной толще — на рис. 5, в (кривая T). На глубине 2 км температура достигает 80 ± 4 °С, на 5 км — 160 ± 5 °С, на 10 км — 280 ± 10 °С. Температуры солидуса основных пород достигаются на глубине 80—90 км.

Рассмотренная модель эволюции и современного теплового состояния осадочной толщи может быть распространена на всю центральную часть Западно-Черноморской впадины, которая выделяется практически постоянным уровнем теплового потока, лишена «гранитного» слоя и заполнена осадками почти постоянной мощности с четко выраженной субгоризонтальной плоскопараллельной слоистостью. Подобные геотермические условия присущи также Восточно-Черноморской впадине в той ее части, которая характеризуется низкими тепловыми потоками и «безгранитной» земной корой. В связи с сокращением здесь мощности осадков и увеличением мощности консолидированной коры происходит некоторое перераспределение теплового потока. В частности, вклад осадочного слоя в радиогенную составляющую теплового потока уменьшается, а кристаллической коры увеличивается, уменьшается степень искажения теплового потока в придонном слое осадков. Однако эти незначительные вариации теплового потока в осадочном слое практически не влияют на геотермические условия нижней коры и верхней мантии. По результатам моделирования плотность теплового потока в основании земной коры составляет 40—42 мВт/м². Более существенные изменения в строении и эволюции земной коры, структуре осадочного слоя и, соответственно, в распределении геотермических параметров наблюдаются в периферийных частях глубоководной депрессии, в зоне Центрально-

Черноморского поднятия. Создание геотермических моделей в подобных условиях требует иных методических подходов и большого объема исходной геофизической информации [Кутас и др., 1997]. Мантийная составляющая теплового потока уменьшается в периферийных частях до 25—35 мВт/м², под Центрально-Черноморским поднятием до 35 мВт/м².

Заключение. Черное море и структуры его обрамления отличаются значительной неоднородностью теплового поля и разным уровнем плотности тепловых потоков в приповерхностном слое земной коры. Глубоководная депрессия характеризуется низкими тепловыми потоками, а структуры обрамления — повышенными или высокими. В региональном плане распределение тепловых потоков согласуется с тектоническим районированием и особенностями эволюции земной коры. В Черном море аномалия низких тепловых потоков совпадает с контурами области интенсивного погружения бассейна и накопления осадков в неоген-четвертичное время. На суше (в пределах обрамления Черного моря) средняя плотность теплового потока согласуется с возрастом формирования или тектоно-термальной активизации структур [Кутас, 1978; Кутас и др., 1989; Смирнов, 1980 и др.]. Многочисленные локальные аномалии на акватории и суше увязываются с особенностями строения земной коры и гидротермальной деятельности, различными физико-геологическими явлениями и процессами, изменяющими условия переноса тепла.

В современном тепловом поле отражаются многие геологические, тектонические, гидро-геологические, геодинамические процессы, влияющие на условия теплопереноса и распределение источников тепла. Степень этого влияния различна на структурах разного возраста и происхождения. Она изменяется с глубиной и во времени. Главную роль в перераспределении тепловой энергии и формировании энергетического баланса литосферы играет перемещение масс горных пород в разных проявлениях на разных глубинных уровнях [Кутас, 1993]. Повышение теплового потока создает мантийный тепломассопоток, который вызывает или сопровождает тектономагматическую активность в зонах деструкции литосферы на дивергентном этапе ее развития. Аномалии высоких тепловых потоков образуются непосредственно над поднимающимся глубинным тепломассопо-

током. Понижение тепловых потоков происходит преимущественно при перемещении холодных приповерхностных пластин или блоков литосферы на конвергентных этапах. В частности, значительные изменения теплового поля формируются в земной коре коллизионных и субдукционных зон, глубоководных котловин, орогенов и пр. Источники подобной тектонической активности могут иногда находиться на значительном расстоянии от зон ее проявления. Нередко в таких зонах образуются многочисленные локальные геотермические аномалии, связанные с гидротермальной деятельностью, выделением энергии при тектоническом сжатии и перемещении по разломам крупных тектонических блоков и др. В активных регионах тепловой режим земной коры и верхней мантии неразрывно связан с геодинамическими процессами. Задача интерпретации теплового поля может быть корректно рассмотрена только как часть более общей геодинамической задачи.

Численная модель формирования осадочного бассейна Черного моря и эволюции его термического режима позволяет констатировать четко выраженную нестационарность теплового поля, обусловленную, с одной стороны, образованием рифтовых структур с растяжением или разрушением литосферы и поднятием нагретого мантийного вещества, а с другой стороны, с накоплением мощной толщи осадков и существенными вариациями условий теплообмена на ее поверхности, связанными с изменениями климата, режима осадконакопления и уровня моря. С глубиной влияние поверхностных факторов уменьшается. Низкие тепловые потоки в приповерхностном слое осадков не отражают истинное тепловое состояние литосферы. Верхняя мантия под Западно- и Восточно-Черноморской впадинами характеризуется высокой геотермической активностью, свидетельствующей об их рифтогенной природе и молодом возрасте. Практически одинаковый средний уровень поверхностного теплового потока в Западно- и Восточно-Черноморской впадинах и близкие значения мантийной компоненты не дают достаточных оснований сделать вывод об одновременном и синхронном их образовании и развитии. Современный низкий уровень тепловых потоков обусловлен постэоценовой историей бассейна, накоплением мощной толщи осадков и вариациями условий теплообмена на

ее поверхности. Однако морфология поля во впадинах и структурах обрамления существенно отличается.

В Западно-Черноморской впадине тепловое поле стабильно как в контурах палеоценовой, так и плиоцен-четвертичной впадин. Судя по характеру теплового поля и структуре осадочного чехла, здесь активный этап растяжения закончился к концу раннего эоцена. Он продолжался с перерывами 30—40 млн лет [Кутас, 2003]. С эоцена активные тектонические процессы, сопровождавшиеся существенным изменением теплового режима, в пределах Западно-Черноморской впадины не происходили. Все вариации теплового потока в приповерхностном слое можно объяснить накоплением осадков и поверхностными факторами. Литосфера реагировала на воздействие внешних сил как единая жесткая плита. Тепловое поле впадины и структур обрамления не согласуются. Аномалии теплового потока суши резко срезаются в пределах континентального склона и только в зоне перехода от впадины к Мизийской плите отмечается постепенное и согласованное продолжение поля.

В Восточно-Черноморской впадине тепловое поле более дифференцировано. В распределении аномалий можно проследить два слабо выраженных практически взаимно перпендикулярных направления. Распределение тепловых потоков во впадине согласуется с особенностями теплового поля структур обрамления. Впадина не нарушает общие закономерности поля в этом регионе.

Аномальные зоны тепловых потоков во впадине вытянуты в направлении с юго-востока на северо-запад параллельно Большому Кавказу и аномалиям теплового потока на суше. В северной части впадины геотермические зоны согласуются со структурами и тепловым полем Крымского полуострова. Все это свидетельствует о наложении, по крайней мере, двух этапов тектонической активизации, сопровождавшихся перераспределением тепловой энергии, и о синхронном со структурами обрамления развитии впадины на определенных отрезках ее истории. Современная Восточно-Черноморская впадина совместно с прилегающими поднятиями Андрусова и Шатского в своем развитии тесно связана с Кавказским регионом и Восточными Понтидами. Она является частью Закавказского юрского вулканического пояса, в пределах которого в конце раннего мела активные коллизионные процессы в Восточных Понтидах привели к образованию Малокавказского вулканического пояса и задугового бассейна. Эоценовые коллизионные процессы в этом регионе, сопровождавшиеся формированием серии рифтогенных прогибов в тылу Малокавказской вулканической дуги, очевидно, затронули и Восточно-Черноморский бассейн. На этапе коллизионного взаимодействия Аравийской и Евразийской плит в постэоценовое время, по-видимому, происходило погружение Восточно-Черноморской плиты под Большой Кавказ и Крым и общее сокращение площади впадины.

Список литературы

- Аршавская Н. И., Любимова Е. А. Тепловые потоки и радиогенное тепло из коры и мантии. Области Предкавказья и внутренних морей // Глубинный тепловой поток европейской части СССР. — Киев: Наук. думка, 1974. — С. 130—139.
- Батулин Г. Н., Коченов А. В., Шимкус К. Л. Уран и редкие металлы в колонках донных осадков Черного и Средиземного морей // Геохимия. — 1967. — № 1. — С. 41—50.
- Бондарчук Г. К., Герасимов М. С., Білецький С. В. Структурно-речовинні комплекси (СРК) Азово-Черноморського регіону // Геодинаміка, тектоніка і флюїдодинаміка нафтогазоносних регіонів України: Сб. докл. на VII Міжнарод. конф. «Крим-2007». — Симферополь: Асоціація геологів г. Симферополь, «Форма», 2008. — С. 151—171.
- Величко А. А. Структура термических изменений палеоклиматов мезо-кайнозой по материалам изучения Восточной Европы // Климаты Земли в геологическом прошлом. — Москва: Наука, 1987. — С. 5—43.
- Вержбицкий Е. В. Тепловой поток и возраст Черного моря // Океанология. — 2002. — 42, № 6. — С. 881—887.
- Галушкин Ю. И., Кутас Р. И. Днепровско-Донецкий палеорифт: эволюция теплового режима и

- нефтегазоносность // Геофиз. журн. — 1995. — **17**, № 3. — С. 13—23.
- Галушкин Ю. И., Смирнов Я. Б. Тектоническая история осадочных бассейнов: экспресс-методы оценки теплового потока // Геология и геофизика. — 1987. — № 11. — С. 105—112.
- Галушкин Ю. И., Шрейдер А. А., Бульчев А. А., Шрейдер Ал. А. Тепловой поток и термическая эволюция литосферы Черноморской впадины // Океанология. — 2006. — **46**, № 2. — С. 296—314.
- Геофизические параметры литосферы южного сектора Альпийского орогена / Ред. Б. С. Вольвовский, В. И. Старостенко. — Киев: Наук. думка, 1996. — 216 с.
- Герасимов М. Е., Бонгарчук Г. К., Скорик А. Н., Кольцов С. В., Федорук В. Ф., Дякович П. И. Тектонічна карта півдня України з позицій актуалістичної геодинаміки // Геодинамика, сейсмичность и нефтегазоносность Черноморско-Каспийского региона: Сб. докл. VI Междунар. конф. «Крым-2005». — Симферополь: Доля, 2006. — С. 11—40.
- Гожик П. Ф., Гладун В. В., Багрій І. Д., Знаменська Т. О., Маслун Н. В., Мельничук П. М. Результати буріння першої глибокої свердловини на Керченському шельфі Чорного моря (структура Субботіна) та їх значення для планування подальших пошуково-розвідувальних робіт // Геол. журн. — 2006. — № 2—3. — С. 103—114.
- Гольмишток А. Б. Тепловой поток в накапливающихся осадках // Геотермические исследования на дне акватории. — Москва: Наука, 1988. — С. 74—88.
- Гордиенко В. В., Гордиенко И. В., Завгородняя О. В. Новые определения теплового потока на юге Украины и Черноморско-Азовского шельфа // Докл. АН Украины. — 1993. — № 5. — С. 105—108.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А. Тепловой поток через дно Черного моря // Геология и геофизика. — 1985. — № 8. — С. 113—123.
- Дучков А. Д., Казанцев С. А. Тепловой поток Черноморской впадины // Геофизические поля Атлантического океана. — Москва: Наука, 1988. — С. 121—130.
- Золотарев В. Г., Кобзарь В. М. Новые определения теплового потока в Черном море // Океанология. — 1980. — **20**, вып. 1. — С. 106—110.
- Золотарев В. Г., Конджурин А. В., Сочельников В. В. Тепловой поток и мощность литосферы Черного моря // Изв. АН СССР Физика Земли. — 1986. — № 1. — С. 93—100.
- Золотарев В. Г., Сочельников В. В., Маловицкий Я. П. Результаты измерений теплового потока в Черноморском и Средиземноморском бассейнах // Океанология. — 1979. — **19**. — С. 1059—1065.
- Зубаков В. А. Глобальные климатические события плейстоцена. — Ленинград: Гидрометеиздат, 1986. — 288 с.
- Изменчивость климата Европы в историческом прошлом / Гл. ред. А. Н. Кренке. — Москва: Наука, 1995. — 224 с.
- Казьмин В. Г., Шрейдер А. А., Финнети И., Мелихов В. Р., Бульчев А. А., Гилод Д. А., Ангревев О. И., Шрейдер Ал. А. Ранние стадии развития Черного моря по сейсмическим данным // Геотектоника. — 2000. — № 1. — С. 46—60.
- Карслоу Г., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. — Москва: Наука, 1964. — 487 с.
- Клименко В. В., Климанов В. А., Федоров М. В. История средней температуры Северного полушария за последние 11 000 лет // Докл. РАН. — 1996. — **348**, № 1. — С. 111—114.
- Кобзарь В. М. Тепловой поток и блоковое строение литосферы Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1987. — **8**, № 4. — С. 89—94.
- Кобелев В. П., Кутас Р. И., Цвященко В. А., Кравчук О. П., Бевзюк М. И. Геотермические исследования в северо-западной части Черного моря // Геофиз. журн. — 1993. — **15**, № 3. — С. 61—72.
- Конджурин А. В., Сочельников В. Д. Геотермический поток в западной части Черного моря // Океанология. — 1983. — **23**, вып. 4. — С. 622—627.
- Кутас Р. И. Геотермічні умови існування газогідратів в осадках Чорного моря // Доп. НАН України. — 1996. — № 4. — С. 103—108.
- Кутас Р. И. Анализ термомеханических моделей эволюции Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 2003. — **25**, № 2. — С. 36—47.
- Кутас Р. И. Поле тепловых потоков и геотермическая модель земной коры. — Киев: Наук. думка, 1978. — 148 с.
- Кутас Р. И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима // Геофиз. сб. — 1965. — Вып. 12. — С. 12—19.

- Кутас Р. И. Тепловое поле и геотермический режим литосферы // Литосфера Центральной и Восточной Европы. Обобщение результатов исследований. — Киев: Наук. думка, 1993. — С. 115—135.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Изучение теплового потока в Крыму // Геофиз. сб. АН УССР. — 1975. — Вып. 67. — С. 75—79.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. — Киев: Наук. думка, 1971. — 140 с.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Бевзюк М. И., Кравчук О. П. Новые определения теплового потока на северо-востоке Черного моря // Геофиз. журн. — 2003а. — 25, № 2. — С. 48—53.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А. Результаты определения теплового потока в северо-западном секторе Черноморского бассейна // Геофиз. журн. — 1999. — 21, № 2. — С. 38—51.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Бевзюк М. И., Кравчук О. П. Геотермическая модель Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1997. — 19, № 6. — С. 70—83.
- Кутас Р. И., Коболев В. П., Цвященко В. А., Васильев А. Д., Кравчук О. П. Новые определения тепловых потоков в Болгарском секторе Черного моря // Докл. АН Украины. — 1992. — № 7. — С. 103—107.
- Кутас Р. И., Корчагин И. М., Цвященко О. В., Зубаль С. Д. Технологія моделювання теплового поля в складних однорідних та неоднорідних середовищах: програмне забезпечення, методичні принципи, практичні результати // Геоінформатика. — 2003б. — № 2. — С. 35—45.
- Кутас Р. И., Кравчук О. П., Бевзюк М. И., Стахова Л. И. Результаты геотермических исследований в северной части Черного моря // Геофиз. журн. — 2007. — 29, № 4. — С. 49—65.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А. Влияние осадконакопления на тепловое поле Черноморской впадины // Геофиз. журн. — 1993. — 15, № 1. — С. 23—34.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А. Трехмерная геотермическая модель и некоторые особенности геологического развития Крыма // Геофиз. журн. — 1986. — 8, № 3. — С. 58—67.
- Кутас Р. И., Цвященко В. А., Корчагин И. Н. Моделирование теплового поля континентальной литосферы. — Киев: Наук. думка, 1989. — 191 с.
- Любимова Е. А. Морские геотермические исследования и данные о тепловом потоке в бассейне Черного моря // Земная кора и история развития Черноморской впадины. — Москва: Наука, 1968. — С. 88—93.
- Любимова Е. А., Александров А. П., Дучков А. Д. Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. — Москва: Наука, 1973. — 175 с.
- Люсова Л. Н., Кутасов И. М. Тепловые потоки на территории Крымского полуострова // Тепловые потоки из коры и верхней мантии Земли. Верхняя мантия. № 12. — Москва: Наука, 1973. — С. 58—77.
- Матвеев В. Г., Рот А. А. Новые разработки аппаратуры для автоматизации морских геотермических исследований на шельфе // Геотермические исследования на дне акваторий. — Москва: Наука, 1988. — С. 98—107.
- Полонский А. Б., Ловенкова Е. А. О климатических характеристиках полей температуры и солености в глубоководных слоях Черного моря // Морской гидрофиз. журн. — 2003. — № 4. — С. 47—57.
- Полухтович Б., Гембар Ю., Захарчук С., Колодій І., Туркевич Є. Результати регіональних геофізичних досліджень і параметричного буріння на півдні України за 1998—2006 роки // Геодинаміка, тектоніка і флюїдодинаміка нафтегазоносних регіонів України: Сб. докл. на VII Міжнарод. конф. «Крым-2007»). — Симферополь: Асоціація геологів г. Симферополь, «Форма», 2008. — С. 171—179.
- Савостин Л. А., Агапова Г. Ю., Александров А. А. Геотермические исследования в бассейне Черного моря // Океанология. — 1974. — 14. — С. 303—308.
- Смирнов Я. Б. Тепловое поле территории СССР: пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. — Москва: ГУГК, 1980. — 150 с.
- Смыслов А. А. Уран и торий в земной коре. — Ленинград: Недра, 1974. — 231 с.
- Строение и эволюция земной коры и верхней мантии Черного моря / Ред. В. В. Белоусов, Б. С. Вольвовский. — Москва: Наука, 1989. — 208 с.
- Сысоев И. Н. О тепловом потоке со дна Черного моря // Докл. АН СССР. — 1961. — 121, № 6. — С. 886—888.
- Туголесов Д. А., Горшков А. С., Мейснер Л. Б., Соловьев В. В., Хахалев Е. М. Тектоника мезо-

- кайнозойских отложений Черноморской впадины. — Москва: Недра, 1985. — 215 с.
- Хаин В. Е. Региональная геотектоника. Альпийский Средиземноморский пояс. — Москва: Недра, 1984. — 344 с.
- Хотинський Н. А. Дискуссионные проблемы реконструкции и корреляции палеоклиматов голоцена // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. — Москва: Наука, 1989. — С. 12—17.
- Ясаманов Н. А. Некоторые данные о температуре водных бассейнов четвертичного периода Европейской части СССР // Докл. АН СССР. — 1981. — **257**, № 2. — С. 455—457.
- Benfield A. F. The effect of uplift and denudation on underground temperature // J. Appl. Phys. — 1949. — **20**. — P. 66—70.
- Cermak V., Bodri L., Rybach L., Battenbarth G. Relationship between seismic velocity and heat production: comparison of two sets of data and test of validity // Earth Planet. Sci. Lett. — 1990. — **99**. — P. 48—57.
- Correia A., Jones F. W. On the importance of measuring thermal conductivities for heat flow density estimates: on example from the Jeanne d'Arc Basin, offshore eastern Canada // Tectonophysics. — 1996. — **257**, № 1. — P. 71—80.
- Deming D., Chapman D. S. Thermal histories and hydrocarbon generation: Example from Utah-Wyoming thrust belt // AAPG Bull. — 1989. — **73**, № 12. — P. 1455—1471.
- Duman M., Duzbastilar M. K., Konuk J. T. Quaternary geological evolution of the Southern Black Sea Basin // Problems of the Black Sea. — Sevastopol, MHI UAS, 1992. — P. 150—160.
- Erickson A. J., Von Herzen R. P. Down-hole temperature measurements and heat flow data in the Black Sea // Init. Report Deep-Sea Drill. Proj. — Washington, 1978. — **42**, Pl. 2. — P. 1085—1103.
- Finetti I., Bricchi G., Del Ben A., Pipan M., Xuan Z. Geophysical study of the Black Sea area // Bull. di Geof. Teor. ed. Appl. — 1988. — XXX (117—118). — P. 197—324.
- Geothermal Atlas of Europe / Eds. E. Hurtig (Editor-in-Chief), V. Cermak, R. Haenel, V. Zui. — Hermann Haak Verlagsgesellschaft mbH Gotha, Germany, 1992. — 156 p.
- Golmshtok A. Yu., Zonenshain L. P., Terekhov A. A., Shainurov R. V. Age, thermal evolution and history of the Black Sea Basin based on heat flow and multichannel reflection data // Tectonophysics. — 1992. — **210**. — P. 273—293.
- Hutchison I. The effect of sedimentation and compaction on oceanic heat flow // Geophys. J. Roy. Astronom. Soc. — 1985. — **82**, № 3. — P. 439—459.
- Kutas R. I., Kobolev V. P., Tsvyashchenko V. A. Heat flow and geothermal model of the Black Sea depression // Tectonophysics. — 1998. — **291**. — P. 91—100.
- Kutas R., Poort J. Regional and local geothermal conditions in the northern Black Sea // Intern. J. Earth Sci. — 2008. — **97**. — P. 353—363.
- Kutas R., Poort J., Klerx J., Kravchuk O., Bevzyuk M. Geothermal conditions in zones of gas escape and mud volcanism in northern Black Sea // Геофиз. журн. — 2005. — **27**, № 1. — С. 128—135.
- Ludman T., Wong H. K., Konerding P., Zillmer M., Petersen J., Fliih E. Heat flow and quantity of methane deduced from a gas hydrate field in the vicinity of the Dnieper Canyon, northwestern Black Sea // Geo-Marine Lett. — 2004. — **24**, № 3. — P. 182—193.
- Nauds L., Greinert J., Artemov Yu., Staelens P., Poort J., Van Rensbergen P., De Dattist M. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dniepr paleo-delta, northwestern Black Sea. // Marine Geology. — 2006. — **227**. — P. 177—199.
- Nielsen S. B., Balling N. Subsidence, heat flow, and hydrocarbon generation in extensional basins // First break. — 1990. — **8**, № 1. — P. 23—31.
- Nikishin A., Korotaev M., Ershov V., Marie-Francoise Brunet. The Black Sea basin: tectonic history and Neogene-Quaternary rapid subsidence modeling // Sedimentary Geology. — 2003. — **156**. — P. 149—168.
- Poort J., Kutas R. I., Klerks J., Beaubien S. E., Lombardi S., Dimitrov L., Vassilev A., Naudts I. Strond heat flow variability in an active shallow gas environment, Paleo-Dniepr, Black Sea // Geo-Mar Lett. — 2007. — DOI: 10.1007/s00367—007—0072—4.
- Robinson A. G., Rudat J. H., Banks C. J., Wiles R. L. F. Petroleum geology of the Black Sea // Marine and Petroleum Geology. — 1996. — **13**. — P. 195—223.
- Rybach L. Heat sources, heat transfer, and rock types in the lower continental crust—inference from deep drilling // Tectonophysics. — 1996. — **257**, № 1. — P. 1—6.

- Rybach L., Buntebarth G. Relationship between the petrophysical properties, density, seismic velocity, heat generation and mineralogical constitution // *Earth Planet. Sci. Lett.* — 1982. — **57**. — P. 367—376.
- Sclater J. G., Christie P. A. F. Continental stretching an explanation of the post-midcretaceous subsidence of the central North Sea basin // *J. Geophys. Res.* — 1980. — **85**, № 57. — P. 3711—3739.
- Starostenko V., Buryanov V., Makarenko I., Ruskov O., Stephenson R., Nikishin A., Georgiev G., Gerasimov M., Dimitriu R., Legostaeva O., Pche-
lerov V., Sava C. Topography of the crust-mantle boundary beneath the Black Sea Basin // *Tectonophysic.* — 2004. — **381**. — P. 211—233.
- Ungerer Ph., Burrus I., Doligez B., Chenet P., Bessis F. Basin evolution by integrated two-dimensional modeling of heat transfer, fluid flow, hydrocarbon generation and migration // *AAPG Bull.* — 1990. — **74**, № 3. — P. 309—335.
- Vassuer G., Brigand F., Demongodin L. Thermal conductivity estimation in sedimentary basins // *Tectonophysics.* — 1995. — **244**, № 1—3. — P. 167—174.