

## КОСВЕННАЯ ОЦЕНКА ПОТОКА ПОДЗЕМНОГО ГАЗА С ШЕЛЬФА ЧЁРНОГО МОРЯ

*Основываясь на постулате разведочной гидрогеологии, согласно которому углеводороды захватываются и переносятся к местам разгрузки подземными водами, выполнена оценка величины потока подземного газа с шельфа Чёрного моря. Величина дополнительного притока подземных вод определена через дисбаланс минеральной составляющей в верхнем и нижнем течениях пролива Босфор. Интенсивность газовыделения со дна Чёрного моря может быть уточнена прямыми инструментальными измерениями основных параметров. Чёрное море может оказаться уникальным полигоном для исследования газоотдачи шельфа и поступления метана в атмосферу планеты.*

В Черном море одним из проявлений дегазации недр является донное газовыделение, высокая интенсивность которого наблюдается в северо-западном секторе шельфа и у западного побережья. Здесь уже обнаружено около 4000 газовых факелов [1 и др.]. Основным компонентом поступающего со дна газа является метан. Длительная и интенсивная газоотдача дна Чёрного моря – звено единого сложного глубинного процесса [1]. В настоящее время ведутся планомерные и всесторонние натурные исследования по выявлению грязевых вулканов и газовых факелов, привязка их к геологическим структурам и исследование путей транспортировки подземной воды и газа к местам разгрузки [2]. Как отмечается в работе [3], метан также непосредственно представляет специфический интерес из-за возрастающей концентрации в атмосфере и влияния на потепление климата. Дополнительных исследований требует определение объёмов поступающего со дна газа и уточнение его количества, попадающего в атмосферу.

Потоки газа внешне проявляются в виде стабильных и пульсирующих газовых факелов, сипов, газовых полей. Сипы обнаружены до глубин 400 – 650 м [1]. На больших глубинах выход газа на поверхность дна в виде сконцентрированных потоков перекрыт газогидратами. При глубине до 200 м газовые факелы могут достичь поверхности моря, и часть подземного газа напрямую поступает в атмосферу. Газовый факел представляет собой поток газовых пузырей и увлекаемой ими воды. Кинетической энергии струи воды факела оказывается достаточно, чтобы пробить в летнее время года температурный клин у поверхности моря, мощность которого может быть более 10 м. Поступающая из глубин холодная вода фиксируется летом из космоса в виде низкотемпературных пятен на поверхности моря.

**Постановка задачи.** Задача определения объёмов поступления донного газа может быть решена двумя путями: суммированием газоотдачи отдельных секторов дна (прямая задача) и определением газоотдачи всей по-

верхности дна Чёрного моря и распределения её между отдельными секторами (обратная задача). Определение газоотдачи дна по секторам с помощью гидроакустического зондирования [4], по форме факела [5, 6] и с помощью фильтрационной модели [7] – достаточно трудоёмкий процесс. При этом не учитываются слабые потоки газа, распределённые по значительным площадям. Обратная задача эту проблему решает.

**Методы, исходные материалы.** Определение газоотдачи дна Чёрного моря базируется на постулате разведочной гидрогеологии о том, что углеводороды захватываются и переносятся к местам разгрузки подземными водами [8], которые, как правило, имеют повышенную минерализацию. Это даёт возможность через дисбаланс минеральной составляющей в Чёрном море в результате выноса солей через пролив Босфор, определить объёмы поступающей подземной воды и переносимого ею газа. Решение этой задачи упрощается тем, что вынос минеральной компоненты морской воды через пролив Босфор существенно превышает остальные составляющие солевого баланса Чёрного моря: поступление солей со стоком рек, в результате водообмена между Чёрным и Азовским морями, уноса с донными осадками и поступления в атмосферу в результате испарения брызг воды.

Хотя некоторые данные для определения дисбаланса имеются в материалах [9, 10], однако для их обоснованного использования требуется анализ особенностей гидродинамики и массообмена между верхним и нижним потоками пролива Босфор. В работе [9] признаётся незначительный массообмен по минеральной составляющей между верхним и нижним потоками в проливе Босфор, приводящий к выносу солей из Чёрного моря. При этом в работе не определена величина дисбаланса по минеральной составляющей, а нестабильность потоков в проливе, обусловленная ветровым воздействием, затрудняет ее определение. Следует отметить, что при подготовке работы [9] не было

фактического материала о существенных проявлениях постоянно действующего газового вулканизма дна Чёрного моря, который участвует в компенсации уноса минеральной составляющей через пролив Босфор.

В качестве базы данных для оценки дисбаланса по минеральной составляющей между верхним и нижним потоками в проливе Босфор использован большой фактический материал с конца



Рис. 1. Спутниковый снимок Босфора, полученный с международной космической станции в апреле 2004 (стрелкой указано направление циркуляционного течения в Чёрном море)

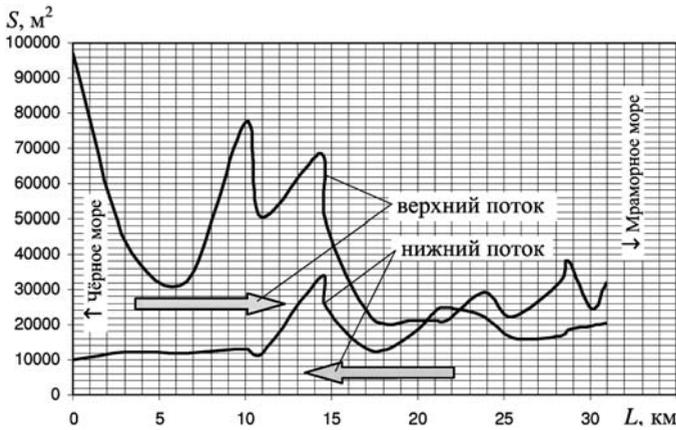


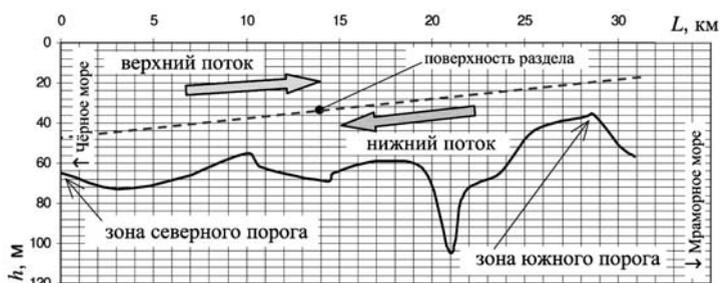
Рис. 2. Площади живых сечений  $S$  верхнего и нижнего потоков по длине пролива Босфор (отсчёт длины  $L$  от Чёрного моря по разделительной линии судового хода)

XIX столетия по 60-е годы XX ст. по гидрологии пролива, собранный и обобщённый в сборнике ИнБЮМа [9].

Основные геометрические характеристики пролива Босфор представлены на рис. 1 – 3. Как видно из рис. 1, верхний поток, который по расходу в два раза превышает нижний, при входе в Босфор совершает поворот на угол около  $3\pi/4$ . Русло Босфора изобилует поворотами (рис. 1), и согласно рис. 2 и 3, построенным по данным морской карты [11], характеризуется изменением площади живых сечений верхнего и нижнего потоков  $S$  и глубин  $h$ . Площади живых сечений потоков определены для условия штиля и при допущении, что поверхность раздела потоков представляет собой плоскость. Поверхность раздела потоков со стороны Мраморного моря находится на глубине  $14 \div 20$  м, со стороны Чёрного моря на глубине  $45 \div 50$  м [9].

Потоки в проливе Босфор по принятой в гидромеханике классификации относятся к неравномерным и, соответственно, непараллельноструйным. Верхнее течение на выходе из пролива в Мраморное море является струйным и отрывным, как видно из рис. 1. Такой же характер имеет нижнее течение (при входе в Чёрное море), которое движется вниз по шельфу в виде подводной реки [9]. В связи с этим статическое давление в струе на выходе пролива равно давлению в среде, куда струя поступает. В Чёрном море оно определяется гидростатическим давлением морской воды со среднегодовой солёностью около  $17,7\text{‰}$ . Солёность поверхностных слоёв воды в зоне пролива составляет летом  $17,6\text{‰}$ , зимой  $17,9\text{‰}$  [10]. В верхнее течение пролива должны засасываться преимущественно поверхностные воды Чёрного моря, принимая во внимание также наличие встречного нижнего течения. Гидростатическое давление у пролива в Мраморном море определяется двухслойной структурой воды с солёностью около  $23\text{‰}$  в верхнем

Рис. 3. Профиль дна пролива Босфор, построенный по изобатам и отметкам глубин на разделительной линии судового хода;  $h$  - глубина (отсчёт длины  $L$  от Чёрного моря по разделительной линии судового хода)



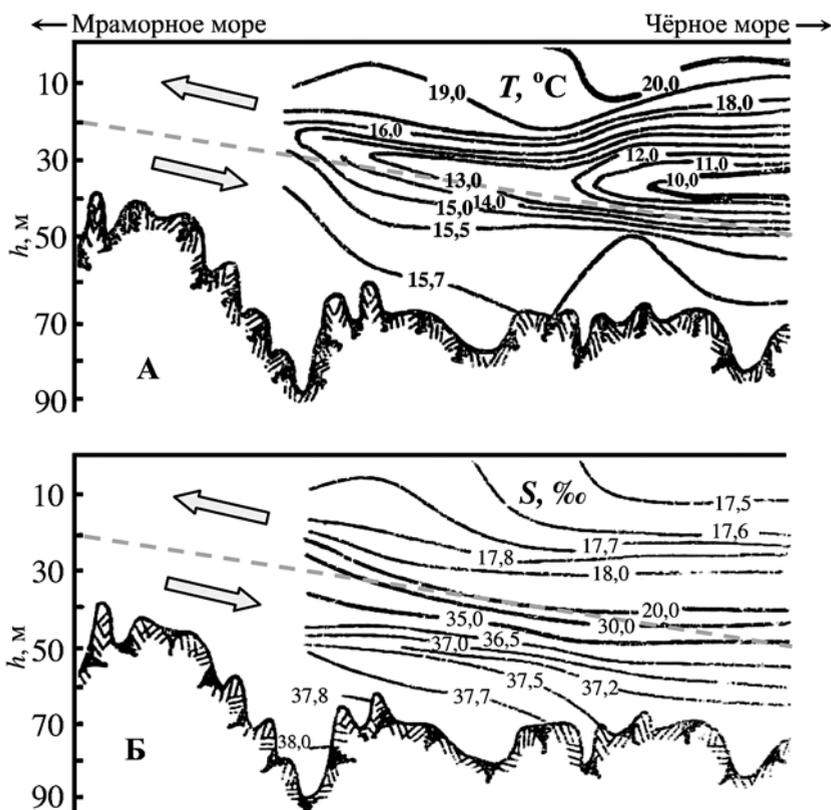


Рис. 4. Вертикальные разрезы температуры (А,  $^{\circ}\text{C}$ ) и солёности (Б,  $S \text{‰}$ ) вдоль пролива Босфор при сгонных северо-восточных ветрах [9]. Пунктиром показано ожидаемое положение поверхности раздела верхнего и нижнего потоков

слое (диапазон изменения солёности в течение года  $22,5\text{--}23,5\text{‰}$ ) и  $37\text{‰}$  в нижнем [10].

Расход воды через пролив Босфор в течение года претерпевает сезонные изменения. Верхнебосфорское течение из Чёрного моря достигает максимума летом, а минимум его наблюдается осенью. Интенсивность нижнебосфорского течения в Чёрное море наибольшая осенью и весной, меньше всего – в начале лета [9]. На сезонные изменения расходов, инициируемые стоком рек в Чёрное море, накладываются воздействие ветров и разности атмосферного давления в зоне пролива.

На рис. 4 показаны вертикальные разрезы температуры и солёности вдоль пролива Босфор при северо-восточном ветре [9]. Пунктиром на графике нанесено ожидаемое положение поверхности раздела потоков. Изменение температуры и солёности в верхнем и нижнем потоках свидетельствует о заметном взаимном перемешивании водных масс потоков при их движении по проливу. Аналогичная, по сути, картина зафиксирована для нагонных юго-западных ветров.

Северные ветры в течение года дуют в среднем около 60 % времени, состояние штиля наблюдается практически равномерно по году, на него приходится 10 %. С июня по октябрь преобладают ветры северного направления с максимумом в августе, достигающим по продолжительности 80%. В

любое время года возможно изменение направления ветра на противоположное. Сильные и продолжительные южные и юго-западные ветры изменяют наклон поверхности воды в проливе в обратном направлении. В таких случаях течение по всей толще воды направлено в сторону Черного моря. При сильном и устойчивом северо-восточном ветре прекращение нижнего течения в Босфоре возможно, но на очень непродолжительное время [9]. В целом, течения в Босфоре неустановившиеся, медленно изменяющиеся. Таким образом, на систематически изменяющиеся сезонные расходы воды в верхнем и нижнем потоках накладываются случайные процессы, обусловленные воздействием ветра и атмосферного давления. Особенности движения воды в проливе Босфор существенно осложняют анализ массообмена между потоками, который можно выполнить только на уровне оценок.

При проведении анализа были рассмотрены верхнее и нижнее течения пролива Босфор с позиций технической гидромеханики совместно с массообменом между потоками по минеральной составляющей. Концентрация солей в потоках принималась средней по живому сечению. Использование результатов обобщения материалов по гидрологии пролива [9] существенно упростило решение задачи.

Движущей силой верхнего и нижнего потоков является разность полных удельных энергий жидкости между обоими концами пролива, определяемая разностью уровней и плотностью воды в Чёрном и Мраморном морях, а также разностью атмосферного давления в зоне пролива Босфор, сопровождающейся ветрами, вызывающими сгонно-нагонную циркуляцию в проливе. Движению потоков противодействуют потери энергии в местных сопротивлениях, трение о ложе пролива и между потоками, а также вихревое взаимодействие между ними.

Анализ показал, что основное противодействие движению потоков оказывает вихревое взаимодействие между ними. Основной первопричиной вихревого обмена являются многочисленные местные сопротивления пролива, а также изменение профиля скоростей потоков в результате ветрового воздействия и приливных явлений. Вихри из верхнего потока через поверхность раздела потоков проникают в нижний, передавая ему своё количество движения и создавая подтормаживающее воздействие. С таким же объёмным расходом вихри из нижнего потока поступают в верхний.

Потери напора от вихревого взаимодействия, например, для нижнего потока на  $i$ -ом участке пролива составляют

$$h_{\text{вихри}} = \varepsilon_i \cdot h_{\text{фвн}} = \frac{\sum_{j=0}^m Q_{\text{вихри}j}}{g \sum_{j=0}^m \left( \frac{S_{nji}}{|u_{nji}| + |u_{oji}|} \right)},$$

где  $h_{\text{фвн}}$  – потеря напора в нижнем потоке;  $\varepsilon_i$  – часть потери напора нижнего

потока, приходящаяся на  $i$ -й участок,  $\varepsilon_{ni} = \frac{h_{\text{вихри}i}}{h_{\text{фвн}}} \approx \frac{l_i \cdot u_{\text{noi}}^2}{\sum_{i=1}^{n=16} \{l_i \cdot u_{\text{noi}}^2\}}$ ;  $l_i$  – протя-

жённость  $i$ -ого участка пролива;  $Q_{вихрji}$  – объёмный расход вихревого потока через поверхность раздела потоков на  $i$ -ом участке в  $j$ -ом элементе живого сечения нижнего потока;  $g$  – ускорение силы тяжести;  $S_{nji}$  – площадь  $j$ -ого элемента живого сечения потока;  $u_{nji}$  и  $u_{eji}$  – скорости в  $j$ -ых элементах живых сечений соответственно нижнего и верхнего потоков;  $u_{noi}$  – скорость руслового участка потока;  $m$  – количество элементов, на которое разбито  $i$ -е живое сечение.

При этом результирующий переток через поверхность раздела потоков с каждой из сторон равен

$$Q_{вихри} = \sum_{j=0}^m Q_{вихрji}, \text{ а } \sum_{i=1}^n \varepsilon_i \approx 1.$$

Расход выносимой из нижнего потока массы минеральной составляющей морской воды равен:

$$\dot{G}_{вихри} \approx -Q_{вихри} \cdot \rho_{fw} \cdot (s_n - s_e)_i,$$

где  $\rho_{fw}$  – плотность морской воды;  $s_n$  и  $s_e$  – солёность морской воды соответственно в нижнем и верхнем потоках (средняя по живому сечению).

Равный по величине массовый поток солей поступает в обратном направлении через поверхность раздела из верхнего в нижний поток.

В качестве исходных данных использовались геометрия подводной части пролива, положение поверхности раздела потоков, расходы воды в верхнем и нижнем потоках и солёность воды в потоках на входе в пролив.

Положение поверхности раздела непосредственно связано с расходом воды в потоках. Указанный в [9] диапазон изменения положения поверхности раздела отражает фактическое влияние сезонных колебаний расходов, ветровых нагрузок, воздействия разности атмосферного давления на концах пролива и приливных процессов. Имеющие место случаи остановки верхнего течения под воздействием юго-западных ветров следует рассматривать как единичные, не искажающие общей картины. Использование в анализе положения поверхности раздела потоков уменьшает риск ошибки в определении основных параметров – интенсивности переноса минеральной составляющей через поверхность раздела и величины дисбаланса по минеральной составляющей в потоках.

По материалам [9, 10] средний годовой расход за многолетний период верхнего течения в проливе Босфор из Чёрного моря составляет  $340 \div 360$  км<sup>3</sup>/год, нижнего из Мраморного моря –  $170 \div 176$  км<sup>3</sup>/год. На рис. 5 представлены результаты обработки статистики [9] по взаимосвязи верхнего и нижнего течений для различных времён года и направления ветров. В соответствии с этими данными на кривой, отражающей средние значения совокупности величин расходов верхнего и нижнего потоков, в качестве расчётной выбрана ближайшая точка, которой соответствуют следующие среднегодовые значения расходов: для верхнего потока  $\sim 378$  км<sup>3</sup>/год ( $Q_e = 12 \cdot 10^3$  м<sup>3</sup>/с), для нижнего потока  $\sim 189$  км<sup>3</sup>/год ( $Q_n = 6 \cdot 10^3$  м<sup>3</sup>/с).

В результате моделирования были получены величины потерь напора в верхнем и нижнем потоках, изменение уровня и солёности воды по длине пролива. Проведенный анализ показал слабое влияние на гидродинамику и

Рис. 5. Связь между расходами верхнего и нижнего течений в проливе Босфор вне зависимости от силы и направления ветра и сезонов года [9]

массообмен между потоками положения по вертикали поверхности раздела потоков в указанном диапазоне и изменения кинетической энергии потоков по длине пролива. На основании анализа была использована линеаризованная модель гидродинамики и массообмена между потоками, устанавливающая однозначную связь между математическими ожиданиями величин расходов и концентраций солей в случайном процессе. Это позволило определить среднегодовой дисбаланс по переносу потоками минеральной составляющей морской воды.

На рис. 6 на фоне межгодового колебания разности среднегодового уровня воды между пунктами Чёрного и Средиземного морей показан расчётный перепад уровней между границами пролива Босфор, который составил 0,21 м. В качестве границ пролива приняты северная граница порта Стамбул и южная граница среднего порта (Стамбул), рис. 1. Длина пролива в этих границах по разделительной линии судового хода составляет 31,7 км.

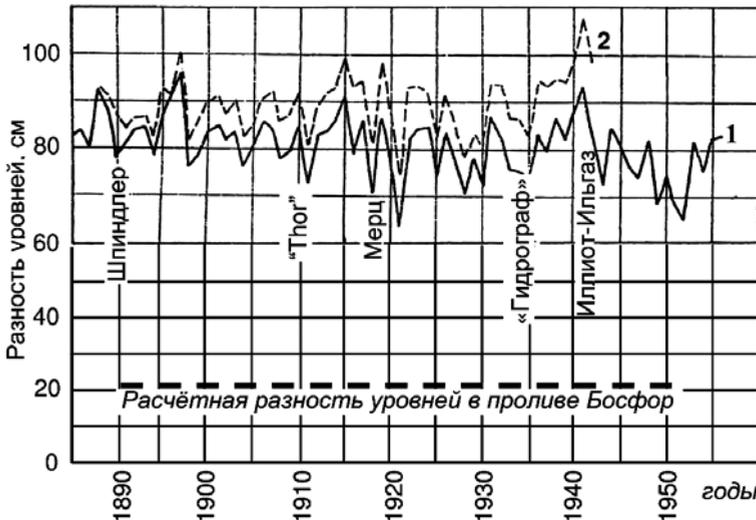


Рис. 6. Межгодовые колебания разности среднегодового уровня Чёрного и Средиземного морей (среднегодовые значения): 1 – Севастополь–Марсель; 2 – Севастополь–Гаулетта (туниское побережье) и расчётная разность уровней между северным и южным концами пролива Босфор. 1, 2 построены, в том числе, по материалам исследований уровня Чёрного и Средиземного морей Шпидлером, Мерцем, Иллиотом, Ильгазом и результатам экспедиций на НИС «Thor» и «Гидрограф» [9]

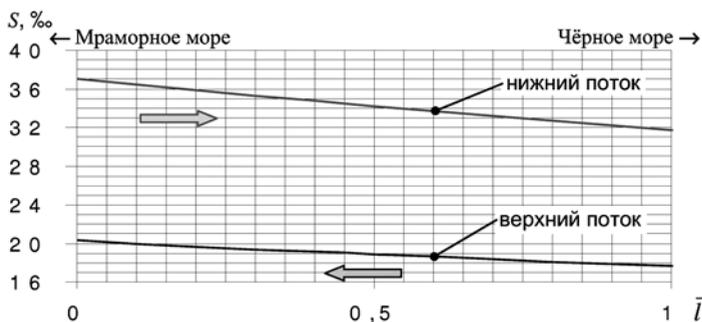


Рис. 7. Изменение солёности по длине пролива по результатам анализа,  $\bar{l}$  – относительная длина пролива

Полученный перепад уровней комплексно учитывает ветровое и атмосферное воздей-

ствие и суточные колебания уровня, вызванные приливными явлениями.

На рис. 7 представлено расчётное изменение по длине пролива солёности воды, среднее по живому сечению потоков. Величина солёности на границе с Чёрным морем позволяет оценить дисбаланс по минеральной составляющей морской воды между верхним и нижним потоками пролива Босфор. Как результат вынос солей из Чёрного моря составляет около 1,1 млрд т/год.

Полученные расчётные значения солёности в верхнем потоке на входе в Мраморное море и в нижнем потоке на входе в Чёрное море близки к сезонным измерениям, приведенным в [9], и осреднённому значению солёности в верхнем потоке на входе в Мраморное море 22,5–23,5‰, упоминаемому в [10].

На рис. 8 показано измеренное распределение солёности по живому сечению пролива в 3-х км от границы среднего порта для двух противоположных направлений ветра. Приведенные данные, в целом, согласуются с материалами работы [10] и показывают, что концентрация солей в верхнем потоке не остаётся постоянной и возрастает при приближении к Мраморному морю, что свидетельствует о заметном массообмене между нижним и верхним потоками. Учитывая преобладание северных ветров, осреднённое значение солёности в верхнем потоке на входе в Мраморное море будет приближаться к 23,5‰.

Если принять, что осреднённая по живому сечению и году концентрация минеральной составляющей для верхнего потока на входе в Мраморное море вместо 23,0‰ равна 23,5‰, а солёность воды на входе в пролив составляет 17,7‰, то результирующий вынос солей через пролив может достичь 1,7 млрд т/год, а средняя солёность нижнего потока при поступлении в Чёрное море упадёт до 27,4‰. Для уточнения полученных ожидаемых величин дисбаланса по переносу минеральной составляющей морской воды необходим круглогодичный мониторинг солёности и скоростей течений на концах пролива.

Полученные результаты свидетель-

Рис. 8. Вертикальное распределение солёности в районе южного порога в декабре 1952 и июне 1953 гг. [9]



ствуют о том, что процесс массообмена по минеральной составляющей между нижним и верхним потоками интенсифицируется в результате не только обмена крупномасштабными вихрями от местных сопротивлений, но и дополнительного перемешивания, вызванного ветровым воздействием и ежедневными приливами. Ветровое воздействие разного направления занимает более 80% времени. Пролив Босфор условно можно представить в виде проточной емкости, которая ежедневно покачивается приливами и периодически встряхивается при смене направления ветра. Как показано в работе [9], турбулентная диффузия через поверхность раздела потоков в процессе массообмена играет незначительную роль.

«Нулевой» баланс по минеральной составляющей в Чёрном море должен обеспечиваться равенством оттока солей (через верхний поток прилива, вместе с донными осадками) и притока солей (через нижний поток, вместе с речным стоком, в результате изменения объёма воды в Чёрном море и поступления с подземными водами). По материалам работы [10] с Азовским морем обеспечивается практически «нулевой» баланс в переносе минеральной составляющей.

При ориентации на дисбаланс в переносе минеральной составляющей морской воды через пролив в 1,7 млрд т/год вынос солей из Чёрного моря через пролив составит 6,88 млрд т/год, а поступление 5,18 млрд т/год.

Средняя абсолютная скорость осадконакопления в Чёрном море за 1000 лет составляет 48,4 г/см<sup>2</sup>, что в 33 раза больше, чем в океане [12]. При площади поверхности Чёрного моря 422000 км<sup>2</sup> количество образующихся осадков составляет около 0,2 млрд т/год, причём в продуцировании этой массы будет участвовать и минеральная составляющая.

Незначительную часть в минеральном балансе Чёрного моря имеет речной сток. Ионный сток речных бассейнов в Чёрное и Азовское моря составляет 0,03 млрд т/год [13].

На баланс Чёрного моря по минеральной составляющей оказывают влияние его ёмкостные показатели, определяемые объёмом водных масс и их солёностью.

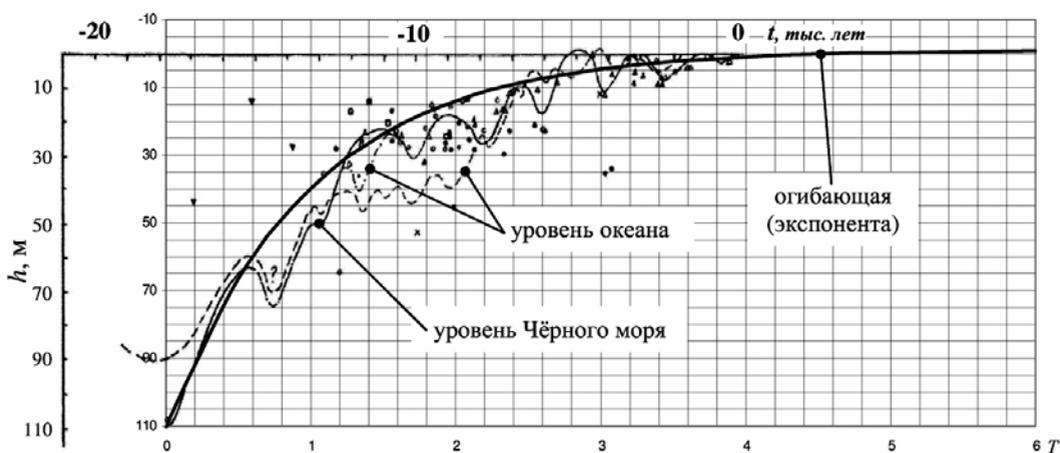


Рис. 9. Изменение уровня Чёрного моря  $h$  [14]:  $t$  - время,  $T$  - постоянная времени. Точками указан возраст, определённый радиоуглеродным методом

Процесс изменения уровня Чёрного моря в настоящую геологическую эпоху не завершился, хотя, судя по материалам [14], находится на заключительной стадии (рис. 9). Изменение (повышение) уровня можно аппроксимировать экспонентой с наложенной на неё затухающей синусоидой. Экспонента характеризуется амплитудой около 110 м и постоянной времени  $T = 4500$  лет. В настоящее время синусоида имеет амплитуду около 1 м и период 2000 лет. Прирост объёма по экспоненте для  $t = 4T$  составляет около 0,2 км<sup>3</sup>/год, максимальная скорость прироста от гармонической составляющей находится на уровне 1,3 км<sup>3</sup>/год. Зафиксированный в настоящий период времени прирост уровня моря равен 2÷3 мм/год [14]. Изменение содержания солей в Чёрном море можно представить в виде суммы двух слагаемых: изменения объёма при постоянной солёности и изменения солёности при постоянном объёме.

Первая составляющая даст дополнительное увеличение массы солей на 0,03 млрд т/год в связи с приростом объёма Чёрного моря на ~1 км<sup>3</sup>/год. Величину второй составляющей можно оценить, если допустить, что вся масса солей, вносимых нижним потоком, участвует в повышении солёности. Это даст прирост солёности в Чёрном море в годичном исчислении на уровне 0,01‰. Тогда поступление солей из глубинного слоя (от 200 м до дна), где нет сезонных изменений гидрологических характеристик, а их пространственное распределение весьма однородно, в поверхностный составит около 0,002 млрд т/год. Полученные величины свидетельствуют о том, что они несравненно малы по сравнению с разбалансом по минеральной составляющей в Чёрном море.

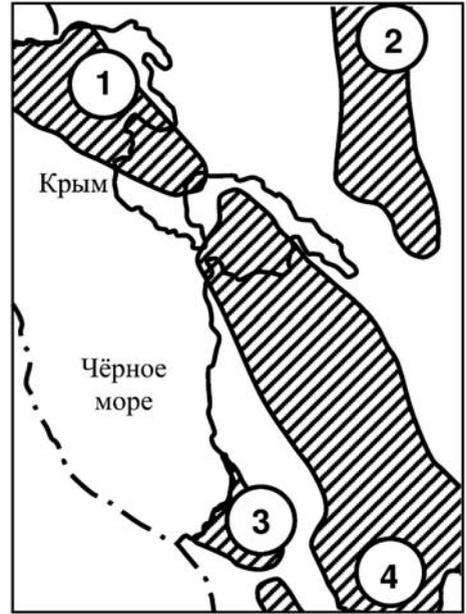
Таким образом, для обеспечения баланса по минеральной составляющей в Чёрное море должно дополнительно поступать ~1,7 млрд т/год солей, что составляет около 25% от выносимых верхним течением Босфора. Единственным источником поступления такого количества солей могут быть только подземные минерализованные воды.

**Результаты.** Транспортировка углеводородов подземными водами принимается за постулат [8]. Для определения количества газа, приносимого подземными водами в Чёрное море при известной величине солевого потока, необходимы данные по минерализации подземных вод и газовому фактору (отношению объёма газа в свободном состоянии при нормальных условиях, содержащегося в подземной воде, к объёму воды).

В подземной гидросфере происходят сложные процессы. Поступающие из глубин минерализованные воды, несущие углеводороды, вблизи поверхности перемешиваются с инфильтрационными, для которых преобладающей составляющей движения является горизонтальная. Инфильтрационные воды, скорость движения которых существенно выше, чем у вод, поступающих с глубин, осуществляют промывку осадочных пород. В связи с этим концентрация солей и углеводородов, как правило, увеличивается с глубиной. При этом углеводороды сохраняются только в областях постоянной подпитки, какими являются нефтегазоносные бассейны (НГБ).

Северо-западный сектор шельфа Чёрного моря находится в зоне влияния Причерноморско-Крымского НГБ, рис. 10 [15]. На северо-восточный участок Чёрного моря выходят отроги Северокавказско-Мангышлак-

Рис. 10. Схема размещения нефтегазоносных бассейнов на территории бывшего СССР: 1 - Причерноморско-Крымского, 2 - Днепровско-Припятского, 3 -Черноморского, 4 - Северо-Кавказско-Мангышлакского



ского НГБ. На востоке расположен Черноморский НГБ, на юго-западе – НГБ Акчакоча (Турция). Западный (болгарский) участок шельфа также находится в зоне влияния НГБ.

В артезианских бассейнах равнинного типа солевой состав вод по простираанию отдельных комплексов меняется очень плавно и в незначительных пределах. Для этих бассейнов характерен инфильтрационный режим во всех водоносных комплексах.

Наиболее изучен Днепровско-Припятский НГБ с крупнейшим Шебелинским месторождением (Днепровско-Донецкий артезианский бассейн). Областью питания является Воронежский свод, откуда пьезометрическая поверхность наклонена к югу и юго-востоку. Областью частичной разгрузки служит долина Днепра и его левых притоков. Не исключена связь этой водной системы с водной системой Причерноморско-Крымского НГБ.

На графиках рис. 11 точками показаны результаты анализа проб на газ и минерализацию подземной воды Шебелинского газового месторождения по материалам ВНИИГаза и УкрНИИГаза [15]. Результаты измерений даны выборочно. Просматривается линейная зависимость газового фактора и концентрации солей в подземной воде от глубины. Тангенсы углов наклона равны  $g_h \approx 0,45 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{км}$  и  $S_h \approx 111 \text{ кг}/\text{м}^3 \cdot \text{км}$ . Для Причерноморско-Крымского и Черноморского НГБ среднее значение газового фактора для оценки запасов газа косвенным методом составляет 0,5 л/л [16]. При мощности пла-

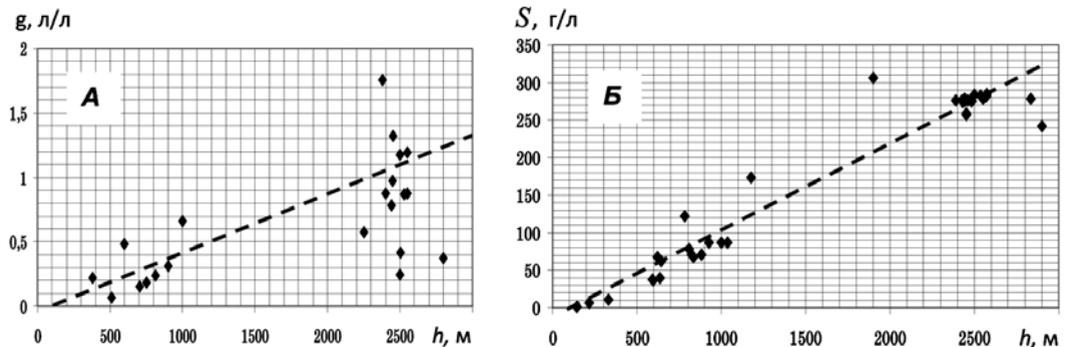


Рис. 11. Изменение по глубине осадков газового фактора  $g$ , л/л, (А) и концентрации солей  $S$ , г/л, (Б) в подземных водах Шебелинского газового месторождения. Точками отмечены результаты отбора отдельных проб

стов с инфильтрационным питанием около 3 км характеристики подземных вод по газу НГБ, связанных с Чёрным морем, и Днепровско-Припятского НГБ достаточно близкие.

Допуская, что водоносные комплексы, связанные с Чёрным морем, имеют близкие характеристики, для них принято  $g_h \approx 0,45 \text{ м}^3/\text{м}^3 \cdot \text{км}$  и  $S_h \approx 111 \text{ кг}/\text{м}^3 \cdot \text{км}$ . Такое допущение при известной величине дисбаланса по минеральной составляющей позволяет определить величину газового потока со дна Чёрного моря. Линейная зависимость газового фактора и концентрации солей в подземной воде от глубины позволяет однозначно определить величину потока донного газа. Величина газового потока при этом не зависит от фильтрационных характеристик горизонтов и мощности пластов

$$Q_g \approx \dot{G}_s \frac{g_h}{S_h},$$

где  $\dot{G}_s$  – дисбаланс по минеральной составляющей, т/год.

Поток донного газа в Чёрное море составляет около 6,9 км<sup>3</sup>/год без учёта поступления газа от газогидратов в водную среду, что требует дополнительных исследований.

Величину потока подземных вод расчётным путём определить сложнее. Связано это с тем, что неизвестно распределение потока фильтрующихся подземных вод по глубине. Величину расхода подземной воды можно ориентировочно оценить при допущении, что известна глубина разлома, а удельный расход воды по водоносным пластам разлома одинаковый. Тогда

$$Q_{ws} \geq \frac{2\dot{G}_s}{S_h \cdot H_b},$$

где  $H_b$  – глубина разлома.

При глубине питания через нарушения в целостности осадочных пород в результате деформаций до  $H_b = 2$  км поток подземной воды составит не менее 15,3 км<sup>3</sup>/год. Более достоверные величины разгрузки подземной воды могут быть получены при известной минерализации воды в зонах псевдооживления сипов, которая может быть измерена. Тогда

$$Q_{ws} \cong \frac{\dot{G}_s}{S_s},$$

где  $S_s$  – концентрация солей в воде зоны псевдооживления сипа, г/л.

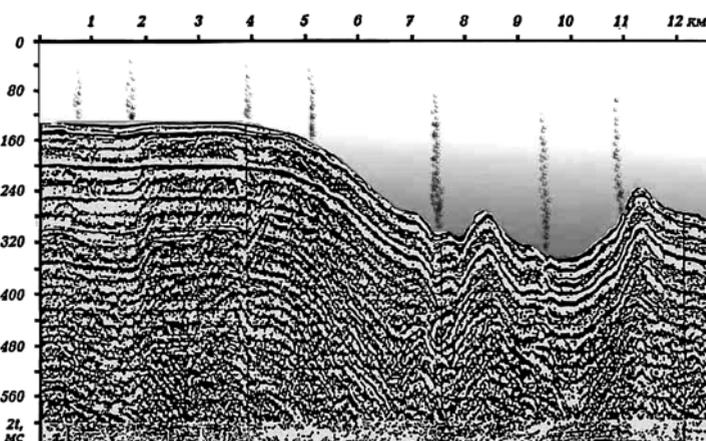
Принимая во внимание существующие закономерности вертикальной гидрохимической зональности и минерализации, а также сведения о фильтрационных параметрах водоносных пластов, солевой состав воды сипа позволяет определить зону его преимущественного питания. Такие данные дают возможность также оценить с одной стороны глубину зоны сдвиговых деформаций осадочных пород, заполненных обломочным материалом, а также ориентировочную суммарную площадь разломов.

В работе [17] приведены данные о величине стока подземных вод в Мировой океан, который на 1977 г. оценивался величиной  $2460 \text{ км}^3/\text{год}$ . Сток был определён комплексным гидролого-гидрогеологическим методом. С погрешностью в 10% (с занижением) величину стока даёт гидродинамический метод. При определении стока этим методом значения гидрогеологических параметров приняты, исходя из конкретных их значений в различных приморских регионах бывшего СССР (отличающихся большим разнообразием): средняя суммарная мощность всех водоносных комплексов, из которых осуществляется сток инфильтрационных вод в моря – 200 м; активная пористость пород этой зоны – 10%; средняя скорость фильтрации – 0,05 м/сут. Основываясь на этих данных, расход подземных вод на 1 км фронта потока составит  $1 \cdot 10^4 \text{ м}^3/\text{сут}$ . При длине береговой линии 3400 км поверхностный поток инфильтрационных подземных вод в Чёрное море равен  $12,4 \text{ км}^3/\text{год}$ . Использование результатов комплексного гидролого-гидрогеологического метода для Балканского полуострова, к которому относится и юго-западный участок побережья, даёт значение удельного стока  $1,2 \cdot 10^4 \text{ м}^3/\text{км} \cdot \text{сут}$  [17], т.е. величины достаточно близкие. Применительно к последним данным поток газа с поверхности дна шельфа равен  $0,66 \text{ км}^3/\text{год}$ , поступление солей –  $0,16 \cdot 10^9 \text{ т/год}$ , что на порядок меньше соответствующих показателей, полученных в целом для Чёрного моря.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что полная компенсация дисбаланса по минеральной составляющей может быть только в результате притока глубинных вод через зоны нарушений. Вместе с тем, значительный приток подземной воды через сипы требует пересмотра подхода к определению величины стока подземных вод в Мировой океан.

Причиной наблюдаемого проявления интенсивного донного газопроявления в северо-западном и западном секторах является нарушение сплошности осадочных пород с плоскостями контакта, измеряемыми сотнями квадратных километров. В работе [18] подробно рассмотрено литолого-тектоническое и геологическое строение участков непосредственного выхода газовых факелов. Перемятость, разрывы сплошности, включая трещиноватость и брекчирование, образование вторичной пористости приводит к повышению проницаемости с формированием водоводов для фильтрационных глубинных потоков и разгрузкой их через сипы. На рис. 12 показана характерная сейсмограмма профиля донных осадков в зоне интенсивного донного газовыделения северо-западного сектора со следами нарушения сплошности

Рис. 12. Сейсмограмма профиля донных осадков на склоне шельфа Чёрного моря в его северо-западном секторе



пород [19]. Учитывая изменение по глубине литостатического давления и принимая во внимание прочность на сжатие осадочных пород, разрывные нарушения, приводящие к увеличению проницаемости, могут простираться вглубь до 4 км.

Разгрузка подземной воды с углеводородами через сипы возможна до глубин 600 ÷ 700 м. Глубже разгрузке препятствует слой газогидратов (преимущественно метана) в донных осадках.

Величина потока донного газа, поступающая в водную среду Чёрного моря (без учёта потока от газогидратов), коррелируется с оценками, полученными сотрудниками Принстонского и Гамбургского университетов [21] при обработке натуральных измерений содержания природного радиоуглеродного метана ( $^{14}\text{C}-\text{CH}_4$ ), растворенного в водной толще и поступающего из сипов (5,4 ÷ 8,4 км<sup>3</sup>/год).

Определение интенсивности поступления метана в атмосферу в результате донного газовыделения в настоящее время возможно только на уровне оценок: прямые методы инструментального определения потока свободного газа сипов отсутствуют [3]. Диффузионный поток газа в зонах интенсивного донного газовыделения, зафиксированный инструментальными методами [3], составляет незначительную часть от суммарного потока.

Поступающий на поверхность дна газ частично остаётся в растворённом состоянии (~10%). Из свободного газа, выделившегося с поверхности дна, только 20% поступает в атмосферу от факелов расположенных не глубже 200 м [22] и составляющих около 83% всего количества газовых факелов [1]. Таким образом в атмосферу Черноморского региона может попасть около 1 км<sup>3</sup>/год, преимущественно метана. Остальной газ повторно растворяется в воде и далее или непосредственно окисляется, или участвует в жизнедеятельности микроорганизмов. Принимая во внимание соотношение площадей шельфов Мирового океана и Чёрного моря, в атмосферу планеты может попасть до 300 км<sup>3</sup>/год газа, преимущественно метана.

**Выводы.** 1. В результате крупномасштабного вихревого обмена между потоками в проливе Босфор, обусловленного встречным направлением течений, местными сопротивлениями, а также перемешивания вод от ветрового воздействия и приливов, разница между массой солей морской воды, уносимой верхним потоком и вносимой нижним в Чёрное море, составляет около 1,7 млрд т/год. Величина дисбаланса может быть уточнена мониторингом течений на концах пролива.

2. Как показал анализ, дисбаланс по минеральной составляющей вод Чёрного моря в 1,7 млрд т/год может компенсироваться только поступлением солей вместе с минерализованными подземными водами.

3. Поскольку подземные водные системы вместе с солями переносят и растворённые углеводороды, это позволяет по дисбалансу минеральной составляющей оценить количество газа, выделяющегося на шельфе в водную среду.

4. Основной причиной интенсивного газовыделения шельфа является нарушение целостности структуры донных осадков в результате деформаций, которое создает необходимую по величине поверхность для разгрузки путём фильтрации подземных вод из продуктивных горизонтов.

5. Дополнительную разгрузку подземных вод в Чёрном море, связанную с интенсивным газовыделением, следует ожидать на уровне 15,3 км<sup>3</sup>/год, что составляет более половины от поступления инфильтрационных вод. Величина дополнительной разгрузки может быть уточнена измерением концентрации солей в воде, поступающей из сипов.

6. Газовыделение шельфа Чёрного моря сосредоточено в основном в северо-западном и западном секторах и составляет в целом по морю около 6,9 км<sup>3</sup>/год. Газоотдача части шельфа, вызванная поверхностными инфильтрационными потоками воды, не превышает 10%. Величина газовыделения шельфа может быть уточнена при получении фактических данных распределения по глубине осадочных пород газового фактора и концентрации солей в подземной воде нефтегазоносных бассейнов, окружающих Чёрное море.

7. Принимая во внимание, что геологическая структура шельфа Чёрного моря и окружающие водонапорные системы суши не уникальны, это может явиться основанием для учёта дополнительно притока подземных вод в Мировой океан и метана в атмосферу через нарушения целостности осадочных пород на шельфах планеты. В таком случае Чёрное море, учитывая его замкнутый характер, может оказаться подходящим полигоном для комплексных исследований, связанных с газоотдачей дна.

1. Шнюков Е.Ф., Пасынков А.А., Клещенко С.А. и др. Газовые факелы на дне Чёрного моря. - Киев: НАН Украины, ОМГОР ННПМ, 1999. – 132 с.
2. L. Naudts, J. Greinert, Y. Artemov, P. Staelens, J. Poort, P. Van Rensbergen, M. De Batist. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology* 227 (2006) 177-199.
3. O. Schmale, J. Greinert, G. Rehder. Methane emission from high-intensity marine gas seeps in the Black Sea into the atmosphere // *Geophysical Research Letters*. – 2005. – vol.32. – L07609.
4. Yu. Artemov. Software support for investigation of natural methane seeps by hydroacoustic method // *Морський екологічний журнал*. 2006. – №1. – т. V. – С. 57-71.
5. Кравченко В.Г., Кириченко Е.А. К определению газоотдачи сипа по форме подводного газового факела // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2007. – №1. – С. 110-119.
6. Кравченко В.Г. Исследование обобщающих характеристик пузырей подводных газовых факелов // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2007, №2. – С. 111-119.
7. Кравченко В.Г. Механизм функционирования подводных газовых факелов Чёрного моря // *Геология и полезные ископаемые Мирового океана*. – 2008, №1. – С. 106-115.
8. Корценштейн В.Н. Методика гидрогеологических исследований нефтегазоносных районов. ВНИИ природных газов, издание 2-е – М.: Недра, 1976, 309 с.
9. Балдина Э.П., Богданова А.К., Георгиева Л.В., Добржанская М.А., Киселёва М.И., Ланская Л.А., Лебедева М.Н., Маркианович Е.М., Павлова Е.В. Водобмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Чёрного моря. Под ред. Водяницкого В.А. – Киев: Наук. думка, 1969. – 295 стр.
10. Залогин Б.С., Косарев А.Н. Моря (Природа мира – справочное издание) – М.: Мысль, 1999. – 400 стр.
11. Морская карта пролива Босфор. М 1:30000, №36129. – Санкт-Петербург: Главное управление навигации и океанографии, 1992.

12. *Бабинец А.Е., Митропольский А.Ю., Ольштынский С.П.* Гидрогеологические и геохимические особенности глубоководных отложений Чёрного моря. АН УССР, Институт геологических наук. – Киев: Наук. думка, 1973. – 160 стр.
13. *Алёкин О.А., Бражникова Л.В.* Сток растворённых веществ с территории СССР. – М.: Наука, 1964. – 112 стр.
14. *Коников Е.Г., Фащевский С.М., Педан Г.С.* Колебания уровня Чёрного моря в новозвклене и голоцене как альтернатива гипотезы о катастрофическом потопе // Геология и полезные ископаемые Мирового океана – 2009. - №3. – С. 55-70.
15. *Корценштейн В.Н.* Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконденсатных месторождений СССР. – М.: Недра, 1977, 247 стр.
16. *Корценштейн В.Н.* Растворённые газы подземной гидросферы Земли. – М.: Недра, 1984, 230 стр.
17. *Джамалов Р.Г., Зекцер И.С., Месхетели А.В.* Подземный сток в моря и Мировой океан. – М.: Наука, 1977, 96 с.
18. *Занкевич Б.А., Шафранская Н.В.* Тектоническая позиция зоны газовых факелов северо-западной части Чёрного моря // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. – 2009, №3. – С. 35-54.
19. *Шнюков Е.Ф., Иванников А.В., Коболев В.П. и др.* Геология, геофизика и гидрография северо-запада Черного моря / ОМГОР ННПМ НАН Украины. - Киев, 1998. – 186 с.
20. *Fike J.G., Weaver A.G.* The effect of potential future climate change on the marine hydrate stability zone. Journal of Climate. American Meteorological Society. 2006, v.19, p. 5903 – 5917.
21. *Kessler J.D., Reeburg W.S., Souton J. et. al., 2006.* Basin-wide estimated of the input of methane from seeps and clathrates to the Black Sea // Earth and Planetary Science Letters. 243, - P. 366-375.
22. *ИнБЮМ.* Краткие отчеты о важнейших научных достижениях Института биологии южных морей им. А.О. Ковалевского НАН Украины. Проблема 3.3.3. «Химия океана», 2005 г. *Internet*.

*Ґрунтуючись на постулаті розвідувальної гідрогеології, згідно з яким вуглеводні захоплюються і переносяться до місць розвантаження підземними водами, виконано оцінку величини потоку підземного газу з шельфу Чорного моря. Величину додаткового припливу підземних вод визначено через дисбаланс мінеральної складової у верхньому й нижньому потоках протоки Босфору. Інтенсивність газовиділення з dna Чорного моря може бути уточнена безпосередніми інструментальними вимірюваннями основних параметрів. Чорне море може виявитися унікальним полігоном для дослідження питоми газовіддачі шельфу і надходження метану в атмосферу планети.*

*Based on the postulate of geological surveys, according to which hydrocarbons are taken and carried by underground water to the surface, underground gas flow levels from the Black Sea shelf were estimated. Estimation was performed by analyzing the differential in mineral component between upper and lower currents in the Bosphorus Strait. Estimation accuracy could be further clarified by performing direct measurements the main parameters. The Black Sea could serve as a unique test site for research of gas release from the sea shelf and receipt of methane into the atmosphere of the Planet.*

Поступила 03.11.2010 р.