

МОРСКА ГЕОЛОГИЯ

Газови кратери на морското дъно в южнобългарския сектор на Черно море

Любомир И. Димитров, Валентина Г. Дончева

Институт по океанология, БАН (Варна)

Въведение. От 1970 г., когато Кинг и Маклин локализируют и описват за първи път форми от типа на кратерите на морското дъно (rockmark), подобни образувания са открити в множество акватории на Световния океан - Северно море (Caston, 1974; Jansen, 1976; Hovland, 1984; 1983), Мексиканския залив (Bernard et al., 1976), Балтийско море (Wegner, 1978; Блажчишин и Ланге, 1984), Берингово море (Nelson, 1979) и други. Кратерите се срещат в райони с преобладаваща пелитова седиментация и представляват конусообразни депресии с дълбочини от 0,5 до 20 m, а в план са с овална или изометрична форма с диаметър, вариращ от 1 до 200 и повече метра. Преобладаващо е мнението, че те са образувани при излаз на флуиди (основно газ) от морското дъно - непрекъснато (Josenhans et al., 1976) или експлозивно (Hovland, 1987). Най-пълни сведения за разпространението на кратерите в акваторията на Световния океан, тяхната морфология, геоложките обстановки, в които се срещат, начина на образуването им, както и някои инженерни и еколожки ас-

пекти на проблема се съдържат в обобщаващия труд на Hovland, Judd (1988).

Начинът на образуване на кратерите и асоциирането им с плиткозалагащи газонаситени седименти представляват потенциална опасност при провеждане на сондажни работи и прокаране на хидротехнически съоръжения на морското дъно в районите, където те са развити. Това налага предварителни изследвания, които да установят както прос-транственното им разпределение, така и времето, в което те са образувани, остатъчните ефекти и вероятността за реактивирането им.

През 1988 г. форми от типа на кратерите са открити на морското дъно в южната част на българския сектор на Черно море в горната част на континенталния склон (Димитров, 1990). Въпреки че те са определени само по данни от ехолотни и сеизмоакустични наблюдения, морфологията им и асоцииращите с тях акустични аномалии позволяват те да бъдат класифицирани еднозначно като газови кратери (rockmark).

В настоящата работа се разглеждат пространственната локализация на газо-

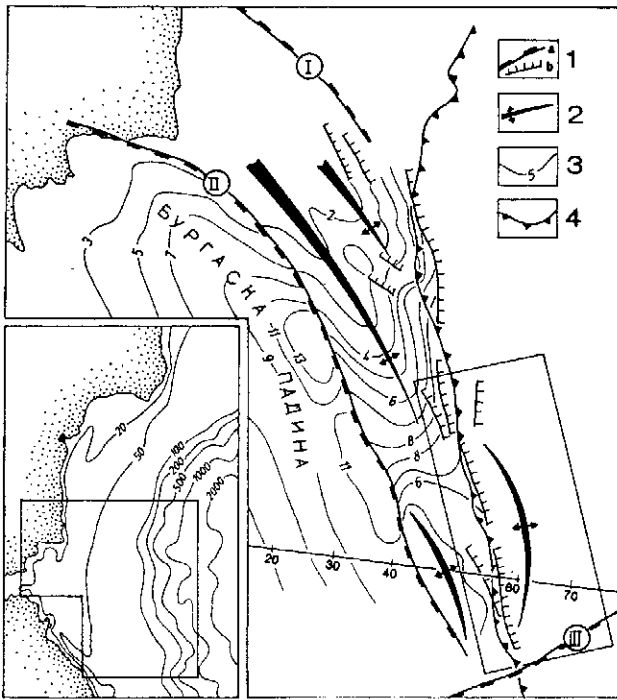
вите кратери в югоизточната периферия на българския черноморски шелф и прилежащия му континентален склон (фиг. 1.), тяхното разпределение, морфология и геоложката обстановка, в която са развити. На базата на анализа на материали от предходни и по-нови изследвания, тези данни са значително уточнени и обогатени, а първоначалната зона, в която са открити кратерите, е разширена и детайлизирана. Дискутира се както вероятното време на образу-

ване на кратерите, така и генезисът на обуславящия ги газ.

Геоложка обстановка. Изследваният район (фиг. 1) попада в зоната на морското продължение на Алпийската гънкова система, която по геолого-геофизични данни се проследява като линейно изтеглени антиклинални гънки. Шарнирът на зоната постепенно потъва на югоизток, като същевременно се наблюдава стесняване на периклиналата за сметка на кулисообразното съчленяване

на гънките (Куприн, 1988). На паралела на гр. Мичурин, където тя е най-тясна, плиоцен - кватернерните седименти залягат хоризонтално, оформяйки седловина (Куприн и др., 1984; Дачев и др., 1989). На юг от нея шарнирът отново се издига, а съвременните му положителни движения позволяват той да бъде отделен като самостоятелен морфоструктурен елемент - Резовска структурна зона (Лимонов, Кръстев, 1989; Дачев и др., 1989). На запад тези елементи се съчленяват с Бургаската неотектонска падина посредством Задбалканския дълбочинен разлом, а източната им граница се трасира по предполагаем дълбочинен разлом, който в по-младите седименти се проявява като система от стъпаловидни разседи, потъващи в посока на дълбоководната котловина (Кръстев и др., 1986; Куприн, 1988). Тези разседи са разположени в началото на континенталния склон и е твърде вероятно да са породени от силите на разтегляне вследствие увличането на пречупката на шелфа от общото потъване на Черноморския котловина.

Мощността на седиментите



Фиг. 1. Структурнотектонска схема на южнобългарския сектор на Черно море (по Лимонов и др., 1980.; Куприн и др., 1980, с изменения). 1 - тектонски нарушения: а - дълбочинни разломи: I - Предбалкански; II - Задбалкански; III - Резовски; б - разседи в горната част на континенталния склон; 2 - оси на антиклинални гънки; 3 - стратозиохипси по горнището на палеогена в п х 100 м; 4 - район на изследване; 5 - граница шелф - континентален склон

(до горнището на кредата) в подножието на континенталния склон непосредствено пред разглеждания район достига 10 - 12 km, като мощността само на кватернера е над 600 m (фиг. 9). Нагоре по склона (древните континентални склонове почти съвпадат със съвременния) мощността им постепенно намалява до 3 - 4 km (Туголесов и др., 1985). В нефтогазоносно отношение най-перспективни за търсене на залежи са погребаните бортове на древните континентални склонове от горния палеоген до неогена включително, при това като главни нефтоматерински скали се приемат соценските, олигоценските и долномиоценските (Гольмшток и др., 1989; Туголесов и др., 1985).

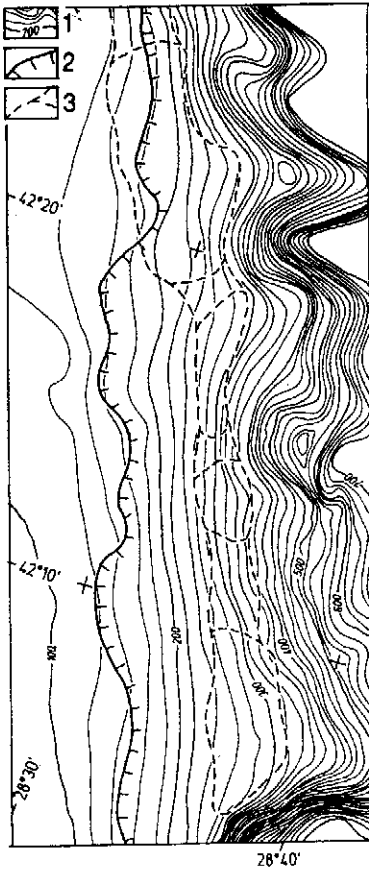
В геоморфоложко отношение зоната на развитието на кратерите е разположена в периферията на шелфа и горната част на континенталния склон (фиг. 2). Краят на шелфа е изразен или чрез ясна пречупка, или чрез полегат изпъкналостта си форма, но винаги чрез забележима промяна на наклона на дъното. Границата между тези геоморфоложки елементи е прокарана по челния ръб на периферната шелфова тераса, независимо че на по-големи дълбочини могат да се срещат и по-резки пречупки в релефа на дъното (Кръстев и др., 1984). Наклонът на шелфа в района е около 0,5 - 0,7°, а склонът започва от сравнително малки наклони 1,2 - 2°, като на дълбочини 280 - 320 m е оформена втора, по-ясна пречупка с наклони 2,5 - 3° на места до 5,5°, а на северния борд на Резовския каньон - 9,5°.

Методика и техника. Локализирането на кратерите в южния район през 1988г. е осъществено посредством сейсмоакустични и ехолотни наблюдения. Методите са използвани общо по време на пет експедиции (в три от тях са взели участие и авторите), решавали различни изследователски проблеми в акватория, обхващаща както първоначалния район

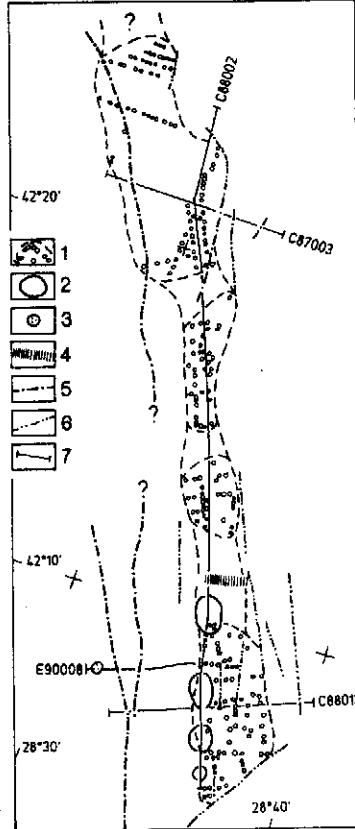
(Димитров, 1990), така и съседните части на периферията на шелфа и горната част на прилежащия му континентален склон. Обединението на всички тези материали даде възможност да се получи относително гъста профилна мрежа, въз основа на която да се изгради сравнително добра представа за геоморфологията на дъното, поддъния структурен план, пространственото разпределение на кратерите и тяхната морфология. Литоложкия състав и някои физични характеристики на придъния слой утайки са изучени чрез геоложко опробване посредством гравитачни тръби с дължина от 3 до 5 m - собствени изследвания и по литературни данни.

Сейсмоакустичните изследвания са проведени с електроискров източник на еластични вълни. Използвани са линейни излъчватели с 3 - 8 електрода при енергии 2,5 и 5 kJ. Регистрацията е водена в честотни диапазони 75 - 90 - 270 - 300 Hz при централни честоти на спектъра на приеманите колебания 120 - 140 Hz. Изключения са само няколко профила, отработени през 1985 г., при които е използван 45 електроден излъчвател, енергия 0,8 kJ, честотен диапазон 250 - 700 Hz при централна честота 480 Hz. Визуализацията е осъществена на графични регистратори „Иней“, работещ с електрохимична хартия, и ЕРС - 4800 - с електротермична. В качеството на приемно устройство са използвани пиезокоси с правоъгълно разпределение на чувствителността на бази 5 и 7 m. Излъчвателят и пиезокосата са буксирани извън килватерната струя на разстояние 20 m един от друг и 50 - 70 m от кърмата на кораба при скорост от 6 - 7 възела, като са спазвани условията за съгласуваност на системата (Калинин и др., 1983). При изстрел през 0,5, 2 и 4 s тази скорост осигурява излъчване на зондиращ импулс на всеки 2,5, 7 и 14 m.

Ехолотните промери са осъществени



Фиг. 2. Батиметрична карта на изследвания район. 1 - изобати (m); 2 - граница шелф - континентален склон; 3 - кратерна зона



Фиг. 3. Карта на разпределението на кратерите. 1 - кратерна зона; 2 - аномалии тип „ярко петно“; 3 - „водно стълбова“ аномалия; 4 - ерозионен канал; 5 - разломи; 6 - конседиментационни разседи; 7 - сеизмоакустични профили

с ехолоти тип НЕЛ - 6 и SIMRAD - EA200. Ехолотът НЕЛ - 6 има твърде широка диаграма на насоченост (38° на основния лъч) и в работния диапазон 0 - 1000 m, в който са извършени наблюденията, дава интегрална характеристика на морското дъно, като дори големите кратери (с дълбочина 5 - 7 m и диаметър 120 - 150 m) се фиксират само

като незначителни усложнения на релефа на дъното. Подобна е картината и при нискочестотните сейсмоакустични разрези, но по-голямата информационна наситеност на наблюденията позволява да се отделят и класифицират като кратери отделните депресии. Въпреки това тези разрези не дават реална представа за морфологията на кратерите и затова морфометричните им характеристики са определени само по записите на ехолот SIMORAD и високочестотната сейсмоакустика.

По собствени и литературни данни са изучени мощностите, литоложкия състав и някои физични свойства на придънния слой утайки (гранулометричен състав, влажност, пористост, плътност, органичен въглерод и др). Въпреки доброто желание, гъстотата на геоложките станции не позволява детайлност в изво-

дите, поради което са установени само характерни тенденции в изменението на някои техни параметри.

Навигационната привръзка на профилите и геоложките станции, отработени до 1990 г., с осъществена с помощта на радионавигационна система тип „БРАС“, чиято относителна точност в разглеждания район е $\pm 25 - \pm 50$ m, а тези

от 1990г. са привързани със сателитна навигация GPS с абсолютна точност от 0,01 морска миля.

Резултати и интерпретация. Местоположение на кратерната зона. Регистрираните общо 305 кратера са разположени неравномерно на площ около 100 km² в ивица, субпаралелна на изобатите с дължина повече от 41 km и ширина от 2 до 5 km. В северозападната си част тя обхваща част от периферията на шелфа, а в югоизточна посока изцяло попада в горната част на континенталния склон (фиг. 2). На юг зоната се ограничава от северния борт на Резовския каньон, трасиран по едноименния разлом (Кръстев, 1987), на север зоната е оставена отворена поради липса на данни и предполагаемо развитие на кратери в това направление. На изток и запад тя е батиметрично лимитирана като дълбочините, при които са развити кратерите постепенно се увеличават в югоизточно направление - от 160 до 240 m в западната граница и от 230 до 350 m в източната. Ъглите на наклона на дъното в пределите на кратерната зона варират от 1,2 до 2,0°. В непосредствена близост от източната граница се разполага втора, по ясна пречупка в релсефа на дъното с наклони от 2,5 - 3,0° до повече от 5,0°, откъдето започва система от подводни долини, прорязващи континенталния склон. Локализираните кратери са обособени в два по-големи района - северен и южен, и два по-малки, разположени между тях. Забелязва се характерно привързване на кратерните райони към бортовете на по-големите подводни долини (фиг. 2).

Придънна геоложка обстановка. Дъното в изследвания район е покрито от холоцънски утайки с различна мощност, които са подслани от горноплейстоцънски (новоевксински) отложения. Повърхностните, съвременни (джеметински) утайки са представени от варовити (коколитови) алевритово-пелитови тини, набо-

гатени на органично вещество (1 - 3%), като от юг на север съдържанието на алевритовия компонент нараства.

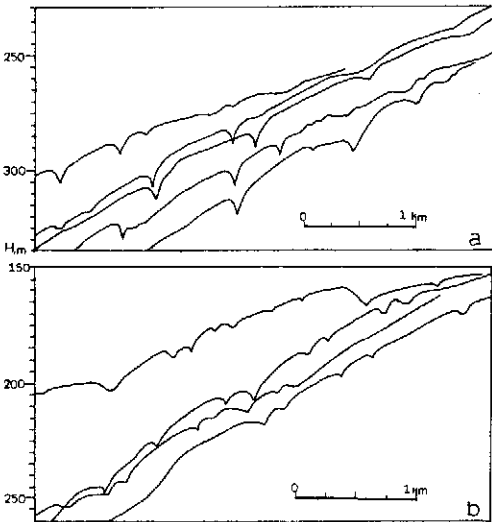
Древночерноморските отложения са предимно теригенно-глинести и алевритоглинести, пластични, сапропелоидни тини (C_{орг} 2 - 5%). И при тях, както при джеметинските утайки, се наблюдава аналогична тенденция в промяната съдържанието на алевритовия компонент. Твърде вероятно тези изменения да са предизвикани от промяната на фауната на утайките вследствие „изплитняване“ и обхващане на ръба и периферията на шелфа от северните части на кратерната зона, а оттам и промяна на обстановката на седиментация. Новоевксинските отложения са сиви, плътни, глинести тини с ниско съдържание на C_{орг} (<1%), на места с прослойки и петна от железни сулфида. В много станции в тях са наблюдавани пори от дегазация.

Мощността на холоцена от повече от 2,5 m в северния край на кратерната зона се съкращава до 0,6 - 0,7 m между първите два кратерни района и постепенно нараства на юг до повече от 3,2 m. Западно, по посока към шелфа мощностите на холоцънските седименти намаляват до по-малко от 0,5 m, което е свързано с развитието в тази част на периферните валове, бележещи стара брегова линия (Лимонов и др., 1990). Източно, към континенталния склон мощностите също намаляват. В кратерната зона по горнището на плейстоцънските седименти, субмеридионално по протежението на изобатите се проследява коритообразно понижение, което в близост до бортовете на подводните долини се удълбочава - холоцънските утайки не са преминали. Мощността на новоевксинските седименти, не е установена.

Измерванията на някои физични параметри на холоцънските утайки в границите на кратерната зона показват ви-

соки стойности на водонаситеността (150 - 195%) и пористостта (72-84%), които в посока към шелфа и надолу по континенталния склон намаляват. Иванов и др. (1984) са установили, че подобни утайки, залягащи в горната част на склона, трудно отдават съдържащата се в тях вода и се характеризират с повишена екранираща способност, която е в пряка зависимост от мощността на утайките, набогатени на органично вещество.

По данни от сейзмоакустичните изследвания, западно от кратерната зона, има дълбоко проникващо тектонско нарушение (фиг. 3), което на север е из-



Фиг. 4. Характерни ехолотни профили през северната (а) и южната (б) част на кратерната зона. Отчетливо се вижда разликата в разпределенията на кратерите - в южната част съществува закономерност на нарастване на дълбочината на кратерите, увеличаване на мощността на водния слой и промяна на формата на кратерите от разтеглено U - образна до остро V - образна, а в северната няма определена закономерност в измененията.

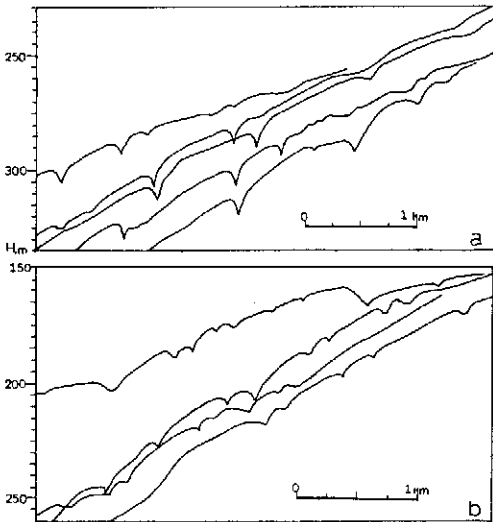
разено в релефа на морското дъно (фиг. 6.), а в югоизточна посока постепенно потъва. В границите на развите на кратерите, както и надолу по склона са локализирани множество конседиментационни нарушения и свлачищни образувания (фиг. 3., 6).

Морфология и разпределение на кратерите. От записите на ехолот SIMRAD и високочестотната сейзмоакустика пряко са определени дълбочината, диаметърът, формата и линейната плътност на кратерите. От тези данни са изчислени ъгълът на наклона на стените им и с екстраполирана плътността на разпределение на кратерите в единица площ (1 км). За формата им в план не може да се даде еднозначно мнение поради малкия брой кратери, пресечени в повече от едно направление, сравнително голямата грешка при определяне на диаметъра им (около 10 - 15%) и факта, че не може да се гарантира еднозначността на локализация на определен кратер върху два или повече записа. При това профилната линия може да пресича кратера както през неговия център, т.е. през най-дълбоката му точка, така и през коя да е друга негова част, което е много по-вероятно. Ето защо измерените параметри наричаме видими.

Видимата дълбочина на кратерите варира от по-малко от 1,5 m до повече от 7 m, а видимият им диаметър от 50 до повече от 200 m. При това не се наблюдава пряка зависимост между тези параметри. Формата на видимия им профил се мени от плавно U - образна до остро V - образна, като се срещат както малки, така и големи кратери от двата типа. Характерно за южния район е привързването на широки и плитки U - образни депресии към по-малките дълбочини на морето. Профилът на кратерите се изменя във V - образен и дълбочината им нараства с увеличаване на дълбочината на морето (фиг. 4). В другите ра-

соки стойности на водонаситеността (150 - 195%) и пористостта (72-84%), които в посока към шелфа и надолу по континенталния склон намаляват. Иванов и др. (1984) са установили, че подобни утайки, залягащи в горната част на склона, трудно отдават съдържащата се в тях вода и се характеризират с повишена екранираща способност, която е в пряка зависимост от мощността на утайките, набогатени на органично вещество.

По данни от сейзмоакустичните изследвания, западно от кратерната зона, има дълбоко проникващо тектонско нарушение (фиг. 3), което на север е из-



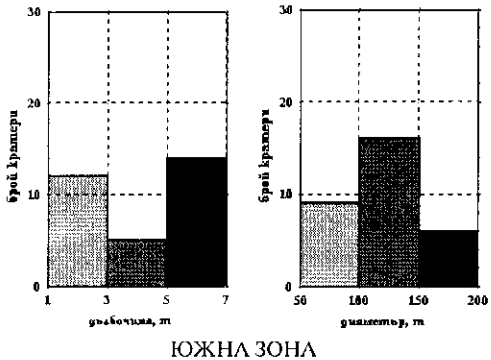
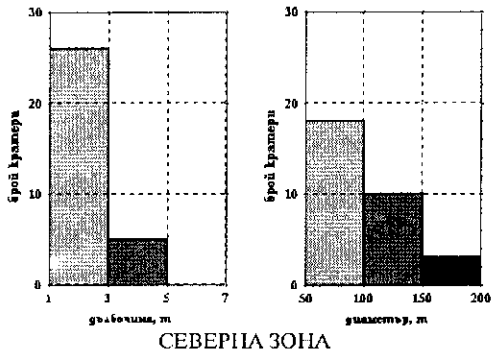
Фиг. 4. Характерни ехолотни профили през северната (а) и южната (б) част на кратерната зона. Отчетливо се вижда разликата в разпределенията на кратерите - в южната част съществува закономерност на нарастване на дълбочината на кратерите, увеличаване на мощността на водния слой и промяна на формата на кратерите от разтеглено U - образна до остро V - образна, а в северната няма определена закономерност в измененията.

разено в релефа на морското дъно (фиг. 6.), а в югоизточна посока постепенно потъва. В границите на развите на кратерите, както и надолу по склона са локализирани множество конседиментационни нарушения и свлачищни образувания (фиг. 3., 6).

Морфология и разпределение на кратерите. От записите на ехолот SIMRAD и високочестотната сейзмоакустика пряко са определени дълбочината, диаметърът, формата и линейната плътност на кратерите. От тези данни са изчислени ъгълът на наклона на стените им и с екстраполирана плътността на разпределение на кратерите в единица площ (1 км). За формата им в план не може да се даде еднозначно мнение поради малкия брой кратери, пресечени в повече от едно направление, сравнително голямата грешка при определяне на диаметъра им (около 10 - 15%) и факта, че не може да се гарантира еднозначността на локализация на определен кратер върху два или повече записа. При това профилната линия може да пресича кратера както през неговия център, т.е. през най-дълбоката му точка, така и през коя да е друга негова част, което е много по-вероятно. Ето защо измерените параметри наричаме видими.

Видимата дълбочина на кратерите варира от по-малко от 1,5 m до повече от 7 m, а видимият им диаметър от 50 до повече от 200 m. При това не се наблюдава пряка зависимост между тези параметри. Формата на видимия им профил се мени от плавно U - образна до остро V - образна, като се срещат както малки, така и големи кратери от двата типа. Характерно за южния район е привързването на широки и плитки U - образни депресии към по-малките дълбочини на морето. Профилът на кратерите се изменя във V - образен и дълбочината им нараства с увеличаване на дълбочината на морето (фиг. 4). В другите ра-

йони: не се наблюдава подобна тенденция и кратери от двата вида се срещат по цялото им протежение. Наклонът на стените на U - образните кратери варира от 2° до 5°, средно 3°, а на V - образните от 3° до повече от 10° - средно около 6°, при това по-ниско разположената стена, като правило е с по-голям наклон. Това може да се дължи на свличане на материал от ръба към дъното на по-високо разположената кратерна стена.

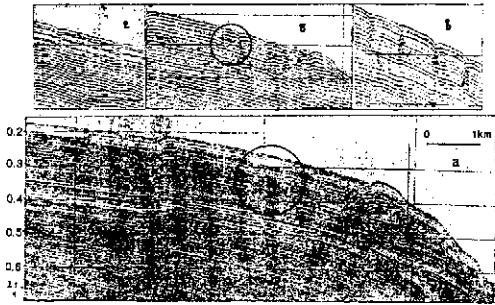


Фиг. 5. Хистограма на разпределението на кратерите по видими диаметри и дълбочини в северната (а) и южната (б) кратерна зона.

Хистограмите на разпределението на кратерите в южния и северния район по видими дълбочини и диаметър (фиг. 5) са построени на база извадка на 31

кратера от южния район (по данни от ехолот SIMRAD) и 34 кратера от северния район (по данни от високочестотната сейсмоакустика), които за по-добра сравнимост са приведени към броя на южния район. От тях отчетливо се вижда характерното за северния район разпространение на сравнително плитки и тесни кратери (средна видима дълбочина 1,75 m и среден видим диаметър 96 m). За южния район тези стойности са значително по-големи - средни дълбочина 4,1 m и диаметър 100 m. Екстраполираната плътност на разпределение на кратерите в 1 km² показва обратна тенденция - тя е по-голяма в северния район (7 - 9 бр./km²) отколкото в южния (3 - 4 бр./km²). Размерите на кратерите в двата средни района са близки до тези на северния, докато плътността им е със средни стойности (4 - 6 бр./km²). Тези данни показват, че плътността на кратерите е обратнопропорционална на техните размери - колкото са по-малки кратерите, толкова с по-голяма плътността им и обратно. Изключение от тези тенденции са няколко кратера в северния район с по-големи размери (диаметър 230 - 250 m и дълбочина 6 - 7 m), които са привързани към тектонски нарушения. На няколко профила в южната кратерна зона са регистрирани широки U - образни кратери, които по наше мнение оформят обширна, изтеглена в посока юг - югоизток - север - северозапад, паралелно на изобатите, депресия с дължина около 1500 m и най-голяма ширина от 450 m при дълбочина 3 m.

Газово-акустични аномалии. На много места в изследвания район на сейсмоакустичните записи са установени акустични аномалии, които вероятно са обусловени от присъствието на газ в разреза. На нискочестотните записи повечето от кратерите са придружени от поддънни аномалии, които са твърде дълги и стръмни, за да бъдат възли на

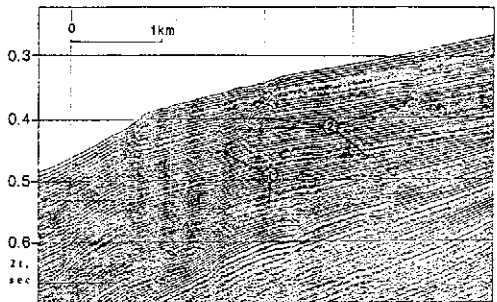


Фиг. 6. Части от спаркерни профили, илюстриращи газови кратери на морското дъно и газовите джобове под тях. а - спаркерен профил, записан в честотен диапазон 120 - 750 Hz (отчетливо се виждат газовите джобове и каналите от турбидирани утайки, които ги свързват с основите на кратерите); б - същият профил, записан в честотен диапазон 120 - 340 Hz (газовите джобове се бележат като незначителни усложнения на вълновото поле); в, г - профили от други места на кратерната зона (усложнеността на вълновото поле под кратерите по аналогия се интерпретират като газови джобове)

преход или ходографи на дифрагирали вълни (фиг. 6 - б). Едно обяснение дава сравнението между два записа на един и същи профил, направени при различни параметри на регистрацията (фиг. 6 - а, б). На разрез а от фигурата, който е регистриран в честотен диапазон 120 - 760 Hz, отчетливо се виждат акустични кухини, в краищата на които и под тях отчетливо се проявява ефект на пропадане, предизвикано от намаляване на скоростта на разпространение на еластичните вълни. Тези кухини са свързани с гърлата на кратерите посредством канали от акустично турбидирани утайки. На същия разрез, регистриран в диапазон от 120 до 340 Hz (разрез б), тези аномалии се проявяват по описания начин. Приемаме, че тези аномалии представят

общия акустичен образ на газови джобове, които са свързани с дъното посредством канали от газотурбирани утайки. По метода на аналогията тази интерпретация е разпространена и върху други профили със същия характер на вълновото поле (фиг. 6 - с, д).

Акустично турбидирани и акустично „прозрачни“ пластове, характеризиращи се с хаотично разположени, къси отразяващи площадки с различна интензивност или отсъствие на регулярни отражения, са регистрирани както непосредствено под осите на синфазност на дъното отражение, така и на различни нива под него. Най-характерните пластове с подобна вълнова картина са локализирани в горната част на континенталния склон и около границата му с шелфа. Горнището на първия пласт ляга на времена 80 - 85 ms под дъното и обикновено се бележи по интензивно дифракционната вълнова картина на отражениата от него (фиг. 7). Дифракционните отражения могат да бъдат предизвикани от грапавостта на отразяващия хоризонт вследствие на неравномерно дифузно пороникване на газ от пласта в покриващите седименти. Мощността му е около 20 ms, която незначително се съкращава по издигането му нагоре по континенталния склон. Под



Фиг. 7. Спаркерен профил, илюстриращ газотурбирани пластове (1) и канали на миграция (2) през седиментите към морското дъно

зоната на развитие на кратерите този характер на вълновата картина се променя в аномалия, където акустично турбидирани са всички седименти от дъното до долнището на този пласт.

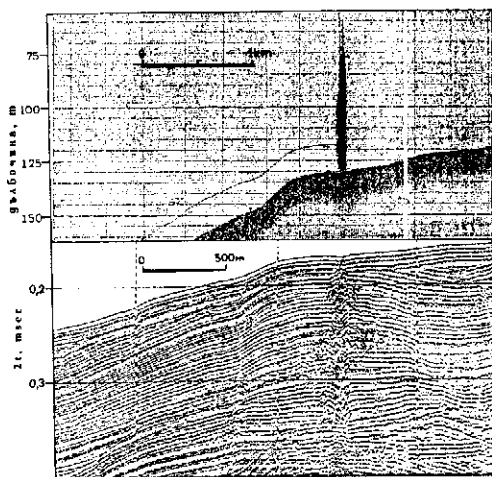
Горнището на втория акустично турбидиран пласт заляга на времена около 200 ms и е с мощност от порядъка на 30 - 35 ms. Характерно за него са нискоамплитудните прекъснати оси на синфазност, като този характер на вълновата картина, западно от кратерната зона, аналогично на първия пласт, обхваща целия обем от горележащи седименти - в основата по-обширна част, а нагоре потясна. В този пласт са установени четири динамични аномалии от типа „ярко петно“, които в план попадат в западната граница на южната кратерна зона и бележат локални газови натрупвания (Димитров, 1990).

Както в кратерната зона, така и извън нея по характерните отражения във водната среда на сейзмоакустичните и ехолотните записи може да се предполага изтичане на газ от морското дъно. Най-забележителната аномалия от този тип е регистрирана посредством ехолот SIMRAD на записа, от който се вижда мощен фонтан във водната среда (фиг. 8), а в релефа на дъното - плитко U-образно понижение. Аномалията е разположена на шелфа при дълбочина 131 m, в непосредствена близост до границата шелф - континентален склон. Същевременно на съответстващия му сейзмоакустичен профил под факела и по неговата ос се проследява газотурбация на седиментите до първото кратко отражение на дъното. При движението си нагоре към повърхността на дъното, там, където условията са позволявали, газът с наситил и определен обем около канала, по който е мигрирал, образувайки на записа причудлива „борообразна“ структура.

Дискусия. По данните, с които разполагаме, не може еднозначно да се отго-

вори на важните въпроси за начина и времето на образуване на кратерите и за генезиса на обуславящия ги газ, но те предоставят достатъчно информация за размисъл.

Начин на образуване и възраст на кратерите. Получените резултати сочат, че в разглеждания район газонаситени в една или друга степен са най-малко кватернерните седименти. При това, за да могат да бъдат регистрирани посредством сейзмоакустичните методи, съществуват пластове, в които условията позволяват газонасищането да бъде значително над фоновото. По косвени признаци може да се предполага и протичане на процеси на интензивно дифузно, а на места и струйно мигриране на газ в разреза, както и освобождаване на газ от морското дъно във водната среда. В тази светлина ние считаме, че кратерите са едно от местата, където се осъществява „изтичането“ на свободен газ, като при това основния кратеро



Фиг. 8. Ехолотен (а) и съответстващ му спаркерен (б) профил. Отчетливо се виждат факелът във водната среда на ехолотния профил и газотурбираните утайки, образуващи причудлива „борообразна“ структура

образуващ механизъм е експлозивното или напрекъснатото му освобождаване от морското дъно.

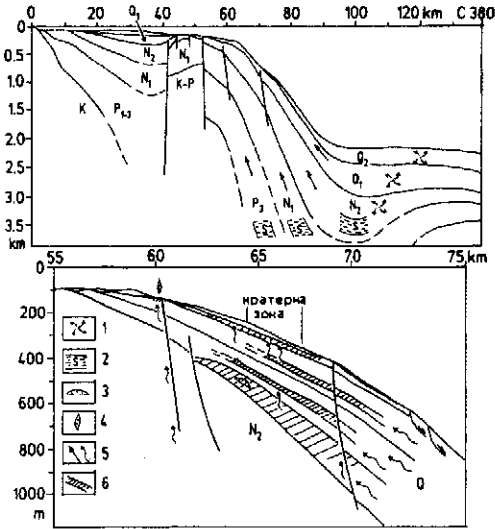
Ако приемем хипотезата, че кратерите са образувани не експлозивно, а чрез постоянен, непрекъснат излаз на газ от дъното във водната среда, което не позволява в гърлото му да се отлагат седименти, то при скорости на седиментация 40 - 50 cm/1000 г., характерни за района през холоцена (Сороки, Димитров, 1980), за формирането на най-дълбоките кратери са били необходими 19 - 15 000 години. По това време в кратерната зона са съществували коренно различни термобарични условия, поради ниското положение на морското ниво -90 - -100 m (Феодоров, 1988), които биха могли да иницират процеса. Същевременно тези скорости на седиментация, съчетани със свличане на материал от кратерните стени, биха спомогнали за запълването на всички неактивни кратери, образувани по това време. Това навъжда на мисълта, че тези кратери, които са образувани чрез еднократен акт на експлозивно изхвърляне на газ, са значително по-млади. Разбира се, това съждение не е валидно за кратерите с остатъчно, „изворово“ освобождаване на газ или при съществуването на цикличност на процеса.

Присъствието в разреза на два газонаситени пласта, като долулежаният е свързан посредством канали от газотурбирани утайки с горния, а той - с газови джобове, разположени под кратерите, дава основание да се предположи, че се осъществява процес на „преливане“ на газ и натрупването му в плитко залягащи капани. Холоценските седименти, покриващи тези „резервоари“, както беше изтъкнато, притежават идеални екраниращи свойства, които от части се дължат на повсеместното развитие в района на плътните, еластични, сапоропелоподобни тини. Ако кратерите са образувани след отлагането на тези

тини, т.е. в най-ново време, единствено „експлозията“ би могла да разкъса тази покривка. Като най-вероятен спусков механизъм за експлозивното освобождаване на газа от тези малки залежи и образуване на кратери с промяната на термобаричните условия в тях (Hovland, Judd, 1989). Тази промяна може да бъде иницирана от земетресения, микросеизми, породени от съвременните тектонски и седиментационни процеси, вследствие на човешка дейност или вследствие на превишаване на критичното налягане по схемата, предложена от Hovland, Judd (1989). Характерното разположение (горната част на склона - дълбочини над 200 m) и форматс (линейно изтеглена с дължина повече от 41 km) на кратерната зона, дават основание за отхвърляне на тезата на човека като възможна причина. Широкото развитие на конседиментационни тектонски нарушения и свлачищни процеси по склона в изследвания район, както и близостта му със сейсмично активни зони (центърът на района е разположен на около 120 km от Шабленско - Калиакренската сейсмична зона, в която са регистрирани плиткы земетресения от VII - X степен по MSK и на около 160 km от Цариградската сейсмична зона) навеждат на мисълта, че това са най-вероятните инициатори на процеса на кратерообразуване.

Ъглите на наклона на стените на V - образните кратери (средно 6°) са критични за стабилността на придънния, рахъл слой утайки и вероятно протича процес на запълване на кратерите посредством свличане на седиментен материал към дъното им. Този процес може задоволително да обясни промяната на профила на кратерите от V-образен в U - образен. Ако профилът на младите и/или действащите кратери е V - образен, то тогава U - образните са стари и/или неактивни. Съществуването както на V - образни, така и на U - об-

разни кратери по цялото протежнис на кратерната зона навежда на мисълта, че кратерообразуването е постепенен процес, развит във времето, а не еднократен акт.



Фиг. 9. Схематични сейсмостратиграфски разреза през изследвания район (разположението е дадено на фиг. 1). 1 - зони на генерация на биогенен газ; 2 - нефто - газо-матерински скали; 3 - малки газови акумулации в кватернерните седименти; 4 - фонтаниране на газ във водната среда; 5 - посока и пътища на миграция на газа; 6 - газонаситени пластове

Произход на газа. Преки анализи за определяне на състава и произхода на газа, съдържащ се в придънните утайки и освобождаващ се от морското дъно в разглеждания район, не са извършвани. Съществуват ограничен брой определения на изотопния състав на въглерода в метан, съдържащ се в холоценовите седименти. Пробите са взети в близост до кратерния район на югозапад, в шелфа и на североизток в подножието на континенталния склон. Дан-

ните сочат определено биогенен произход на метана - 78,4 - 81,8% (Иванов и др., 1984). Резултатите от изследванията на дълбоководните сондажи 380/381, намиращи се в подножието на континенталния склон, югоизточно от района, показват, че въглеводородните газове в цялата последователност на кватернерните слоеве са образувани *in situ*, т.е. те също са с биогенен произход (Hunt et al., 1978). Въпреки че не са правени количествени определения, големи интервали от 380-ти сондаж са описани като силно газонаситени, основно с газ метан.

От посоченото може да се допусне, че ако газът, обуславящ кратерообразуването, е генериран в обхвата на кватернерните седименти той е с биогенен произход. При това той може да е образуван на място и/или да е мигрирал по издигането на пластове от подножието на склона към неговите горни части (фиг. 9). Последното допускане се подкрепя от сеизмоакустичните разреза, на които в горната част на континенталния склон са отбелязани газонаситени пластове, залягащи на различна дълбочина (фиг. 7) и газови джобове непосредствено под кратерите (фиг. 6).

Същевременно привързаността на кратерната зона като цяло и на отделни кратери към разломи прави твърде приемливо допускането за миграция на дълбочинен, термогенен газ по тях (фиг. 9).

Изводи. 1) В тясна ивица, субпаралелна на изобатите в горната част на континенталния склон, е установено широко разпространение на газови кратери на морското дъно, поддънни акустични аномалии, указващи за присъствието на газ в разреза. По косвени данни може да се предполага интензивно освобождаване на газ от дънните седименти във водната среда. Газът е главният въздействащ елемент при формирането на тези специфични форми.

Най-вероятния пусков механизъм за

иницииране на процеса са земетресенията, микросейсмичните движения, предизвикани от разломната тектоника и свлачищните склонови процеси, както и превишаване на критичното налягане в плитко залягащи газови акумулации.

2) Важна роля върху пространствено-разпределение на кратерите и техните размери играят батиметричното им положение, мощността и гранулометричният състав на придънните утайки.

3) Най-вероятно е газът да има смесен произход - биогенен газ, образуван на място и/или мигрирал от подножието на

континенталния склон по издигането на пластовете до неговите горни части, и дълбочинен, термогенен газ, мигрирал по тектонски нарушения.

4.) Кратерообразуването е развито във времето, като вероятният временен диапазон е от 15 - 19000 години до днес. При това може да се очаква интензивна съвременна активност.

В бъдеще са необходими: засеме дъното с помощта на локатор за страничен обзор и профилограф; газометрични опробвания, с които да се установят съставът на газа и балансът на освобождаващия се газ от дъното във водната среда, а от там и в атмосферата.

Литература

Блашчишин, А., Д. Ланге, 1984. Геолого - геофизическите изследвания в Балтийском море по программе СЭВ. Океанология (М.), 29(5): 855 - 860.; Димитров, Л., 1990. Формы типа кратеров на дне Черного моря. - Compt.rend. Acad. bulg. Sci., 43(5): 7 - 39.; Иванов, М. и др., 1984. Распространение и геохимическая деятельность бактерий в осадках. - В: Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря., София, БАН, 150 - 160.; Крыстев, Т. и др., 1984. Структурно - геоморфологическое строение дна. - В: Нефте - газогенетические исследования болгарского сектора Черного моря., София, БАН, 46 - 58.; Куприн, П. и др., 1980. Тектоника кайнозойских отложений. - В: Геолого - геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София, БАН, 95 - 112.; Куприн П., (отв. ред.), 1988. История геологического развития континентальной окраинной западной части Черного моря. М., МГУ., 312 с.; Лимонов, А., Т. Крыстев, 1990. Сеисмостратиграфия неоген - четвертичных отложений Бургасского залива (Болгарский шельф Черного моря). - В: Геоло-

гическая эволюция западной части Черноморской впадины в неоген - четвертичной время. С., БАН, 305 - 331.; Сорокина, В., П. Димитров, 1980. Темпы накопления осадочного материала на континентальной террасе в позднечетвертичное время - В: Геолого - геофизические исследования Болгарского сектора Черного моря. София, БАН, 238 - 246.; Туголесов, Д. и др., 1985. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадине. М., Недра, 215 с.; Федоров, П., 1988. Проблема изучения Черного моря в плейстоцене. Бюлл. МОИП, 63(4): 55 - 61.; Berard, V., J. Brooks, W. Sacket, 1976. Natural gas seepages in the Gulf of Mexico. Earth Planet Sci. Lett., 33: 48 - 54.; Hovland, M. 1981. Characteristics of pockmarks in the Norwegian Trench. Marine Geology, 39(6): 103 - 117.; Hovland, M. 1983. Pockmarks and recent geology of the central section of the Norwegian Trench. Marine Geology, 47(4): 283 -301.; Hovland, M. 1984. Gas - induced erosion features in the North Sea. Earth surface processes and landforms, 9: 209 - 228.; Hovland, M. 1987. The formation of pockmarks and their potential influence

on offshore construction. Proc. of JSCE, 388/ III - 8: 13 - 22.; Hovland, M., A. Judd. 1988. Seabed pockmarks and seepages. Publ. Graham and Trotman Inc. Ster. House. London, 293p.; Hunt, J., J. Whelen. 1978. Dissolved gases in Black Sea sediments. - In: Initial Report of DSDP, XLII, part 2: 661 - 678.; Jansen, J. 1976. Late Pleistocene and Holocene history of the North Sea, based on the acoustic reflection records. Netherland J. of Sea Sciences, 10: 1 - 43.; Josenhans, H., L. King, G. Fader, 1978. A side scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. - Canadian J. of Earth

Sciences, 15 (5): 831 - 840.; King, L., B. MacLean. 1970. Pockmarks on the Scotian Shelf. - Geological Society of America Bull., 81: 3141 - 3148.; Nelson, H. et al., 1979. Modern biogenic gas generated craters (sea - floor pockmarks) on the Bering Shelf Alaska. - Geol. Soc. Am. Bull., 90: 1144 - 1152.; Sieck, H., 1973. Gas charged sediments cones pose a possible hazard to offshore drilling. - Oil & Gas J., 16 (7): 148 - 163.; Werner, F., 1978. Depressions in mud sediments (Eckenfoerde Bay, Baltic Sea) related to sub-bottom currents. - Meynana, 30: 99 - 104.

Seabed Pockmark in the Southern Bulgarian Black Sea Zone

Lyobomir Dimitrov and Valentina Dontcheva

Institute of Oceanology, Bulgarian Academy of Sciences (Varna)

(Summary)

In 1988, pockmarks were discovered for the first time in the SE of the Bulgarian Black Sea zone. The echo - sounder and shallow seismic data analyses of investigations conducted before and after 1988, allow primary pockmark area to be enlarged and detailed. Total of 305 pockmarks have been localized, within an area more than 100 km² (2 - 5 km wide and 41 km long). The bottom of the area is covered with Holocene soft silty clay. The following tendencies are defined from northern part of pockmarks area to southern one: - increasing of the seabed sediments thickness from 2.5 m to more than 3.2 m and decreasing of the mean grain sizes; - increasing of the water depths from 160 - 300 to 230 - 340 m at the places where the pockmarks occur; - increasing of the average visible size of the pockmarks from 86 to 132 m in diameter and from 2 m

to 4 m in depth; - decreasing of the extrapolated density of the pockmarks from 8 - 9 pm/km² to 3 - 4 pm/km². Similar tendency is observed seaward and the pockmark profile shape is changed from smooth U - shaped to sharp V - shaped form, and their walls slope angle reaches more than 10°.

A variety of acoustic anomalies such as acoustic turbidity, bright spots, enhanced reflections etc., are registered in many places within the pockmarks area, which is an indication for gas presence in the sediments. Water column anomalies have also been registered.

The paper discusses the origin of the gas (most likely to be a mixture of thermogenic and biogenic gas), and time of pockmarks formation as well.