

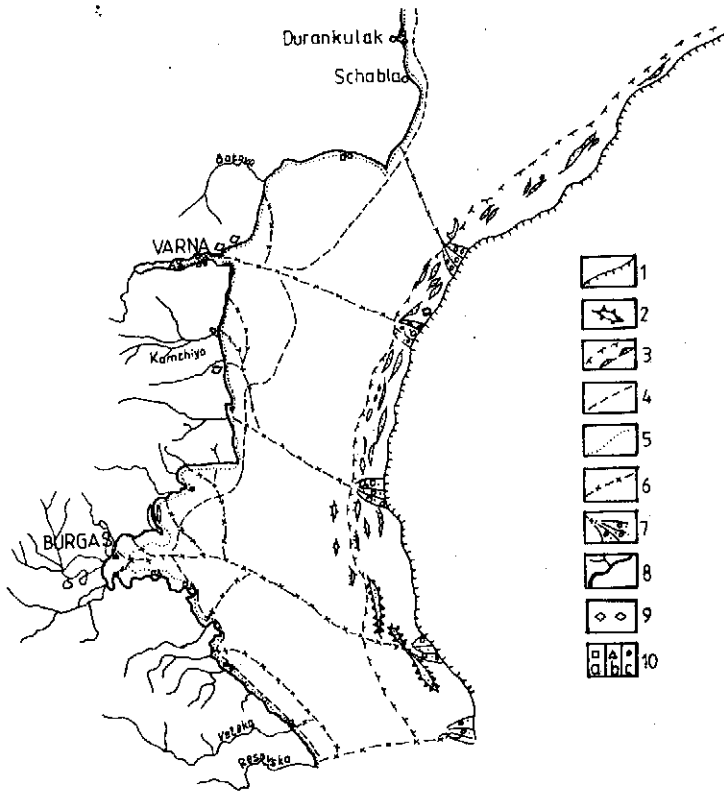
Палеоокеаноложки реконструкции на западната част на Черно море през кватернера

Петко Ст. Димитров, Елена С. Михова, Веселин Д. Пейчев

Морските тераси по Българското черноморско крайбрежие и шелфа са изследвани от Gellert [1929], Гълъбов [1946, 1949], Petrboк [1952], Попов [1953], Канев [1960], Коюмджиева [1961, 1964], Федоров [1963], Лилиенберг, Попов, Мишев [1965], Христов [1967], Мишев, Попов, Лилиенберг [1969, 1971], Лилиенберг [1970], Каменов, и др. [1972], Попов, Мишев [1974], Семененко, Коюмджиева, Ковалюх [1976], Крыстев и др. [1990], Крыстев и др. [1990а]. Като обобщават наличната дотогава информация Попов, Мишев (1974) поделят и групират по възраст морските тераси по крайбрежието и шелфа на долноплейстоценски - старочаудинска на 110-120 m височина и младочаудинска на 85-100 m; средноплейстоценски староевксинска на 50-60 m и евксиноузунларска на 35-45 m; горноплейстоценски - старокарангатска на 20-25 m и младочаудинска на 8-15 m; холоченски- новочерноморска на 4-5 m и вероятно нимфейска на 1,5-2 m. На шелфа са описани пет подводни морски тераси на дълбочина 60-90-100, 30-40, 20-25, 8-12 и 4-5 m, които фиксират етапи от трансгресивното развитие на бреговата линия през различните етапи на кватернера.

Морските тераси отразяват промените на климата и морското ниво и се формират в резултат на въздействието на хидродинамичните фактори (вълнения, течения и др.). Мезозойската история на Черно море е твърде неясна. На базата на сеизмичните проучвания проследяващи геоложкия разрез до дълбочина 14-15 км, Туголесов и др. [1985] достигат до извода, че Черноморската падина се е формирала, вследствие продължително потъване на земната кора, през неозоя. В резултат на това потъване мощността на неозойските седименти в централната част на падината надхвърля 10 км. Под тях нормално залягат кредни седименти, считани в миналото за „базалтов“ слой.

Краят на плиоцена (гурий) и начало на плейстоцена (чауда) се бележи от дълбока регресия на Черноморския басейн, в резултат на която се осушават значителни шелфови пространства и се преобразува речно-долинната мрежа. Черно море се превръща в полусолено езеро без връзка със Световния океан. Към долния плейстоцен се отнасят широк спектър от седименти с чаудинска възраст, които се срещат както по крайбрежните терасни комплекси, така



Фиг.1. Палеогеографска схема на Българския шелф: 1. Граница между шелфа и континенталния склон; 2. Чаудински (емонски) валове; 3. Ранно-новоевксинска брегова зона с акумулативни валове; 4. Раннохолоценска брегова линия; 5. Фанагорийска брегова линия; 6. Палеодолини на реки; 7. Палеоделти; 8. Съвременна брегова зона с речната мрежа; 9. Карангатски трансгресивни брегови отложения; 10. Археологически подводни открития - доказателства за флукуациите на черноморското ниво през холоцена: а/ от ранен енеолит, б/ от ранен бронз, в/ от ранната желязна епоха

и в акваторията. Морски комплекси с типична за чаудата фосилна молускова фауна са установени в издигнати морски тераси на Керченския п-в (35-40 м) и по Кавказкото крайбрежие (50-100 м). В периферната зона на българския шелф южно от паралела на нос Емине на дълбочина от 72 до 109 m с грунтови

тръби (до 6 m дължина) под тънък слой новоевксински и холоценски утайки са разкрити долноплейстоценски (чаудински) наслаги, (фиг.1,2) съдържащи богата фосилна фауна: *Didacna olla* (Liv.), *Didacna tschaudae guriana* (Liv) и др. [Димитров, 1978; Димитров, 1979].

Литоложният разрез е представен от тригенночерупчести и тъмносиви до черни глинести седименти, като биогенната част е 45 - 60% от състава на наслагите и е предимно в непреотложено състояние [Димитров и др., 1979].

С помощта на непрекъснатото сеизмоакустично профилиране (НСП) е установено, че сравнително недълбокото залягане на чаудинските слоеве е тясно свързано с издигнатите тектонски структури на подводното продължение на Стара планина (фиг.3) [Михова, 1988; Крыстев, Михова, 1990].

На север в централната зона на шелфа

долноплейстоценските седименти се разполагат на значително по-голяма дълбочина от 16 до 41 m под повърхността на дъното и са разкрити при сондиране на структурите Елизаветинска, Самотино - Изток, Априлска и Юрий Годин [Куприн и др, 1984; Стоянова, 1990, 1990a].

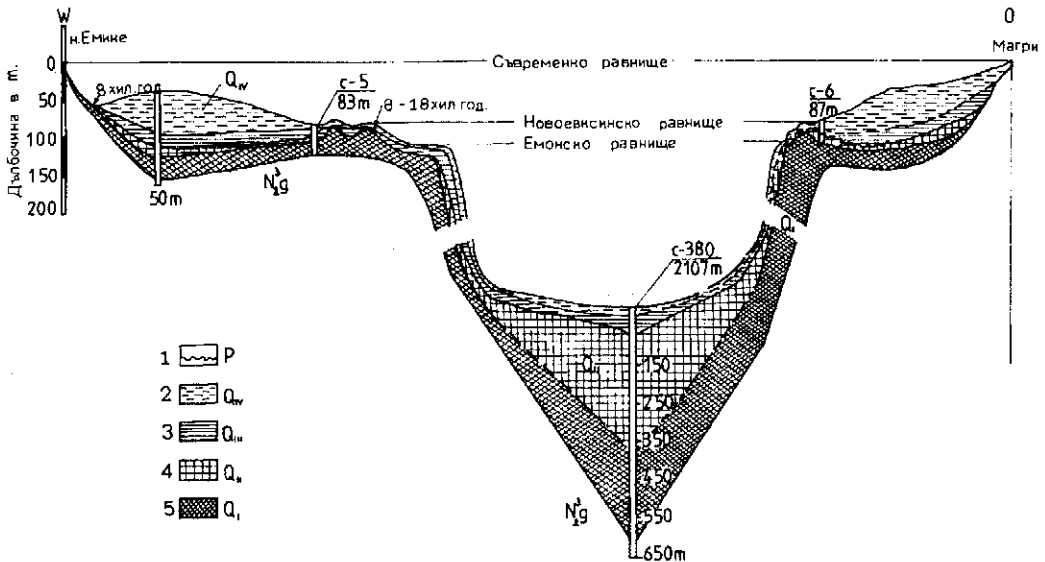
В сондажните разрези на структурата Самотино - Изток долноплейстоценските наслаги имат двучленен строеж - долната им част е представена от прибрежно - морски черупчесто-песъчливи седименти с преобладаване на *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Dr.rostriformis tschudaе* Andrus, и др., а горната част се състои от слоисти глини, отложени в дълбоководни морски условия. Сходни по състав глини са разкрити в сондажните ядки на структурите Самотино - море, Стефан Богданов и др. В тях преобладават *Didacna tschudaе* Andrus. *D cf. pseudocrassa* (Pavl), *D.cf. rudis* (Nal.) и др., показващи чаудинската им възраст.

Разкритите наслаги от българския шелф са сходни по фаунистичен състав с чаудинските тераси на п-в Керч и Кавказ. На континенталния склон и абисалното дъно мощността надолноплейстоценските отложения достига 200-300 m и те се отделят по данни от сеизмоакустичното профилиране и данните от

дълбоководното сондиране (фиг3). На базата на изучаване на състава на диотомовите водорасли и спорово-поленов анализ се установява, че чаудинските седименти са формирани в условията на студен климат и дълбока регресия, която отговаря на Минделското заледряване в Алпите, когато черноморското ниво е било на 70-100 m под съвременното.

Необходимо е да се отбележи голямата продължителност на чаудинското време - 300-400 хил.год., период през който морското ниво се е изменяло многократно, в посочените по-горе граници.

На основание на гореизложените факти, категорично се отхвърля тезата за достоверността на т.н. чаудински терасен комплекс по българското крайбрежие. Съществуват убедителни доказателства за наличие на чаудински наслаги на периферията на целия черноморски шелф (фиг2), което поставя редица въпросителни относно позицията и на



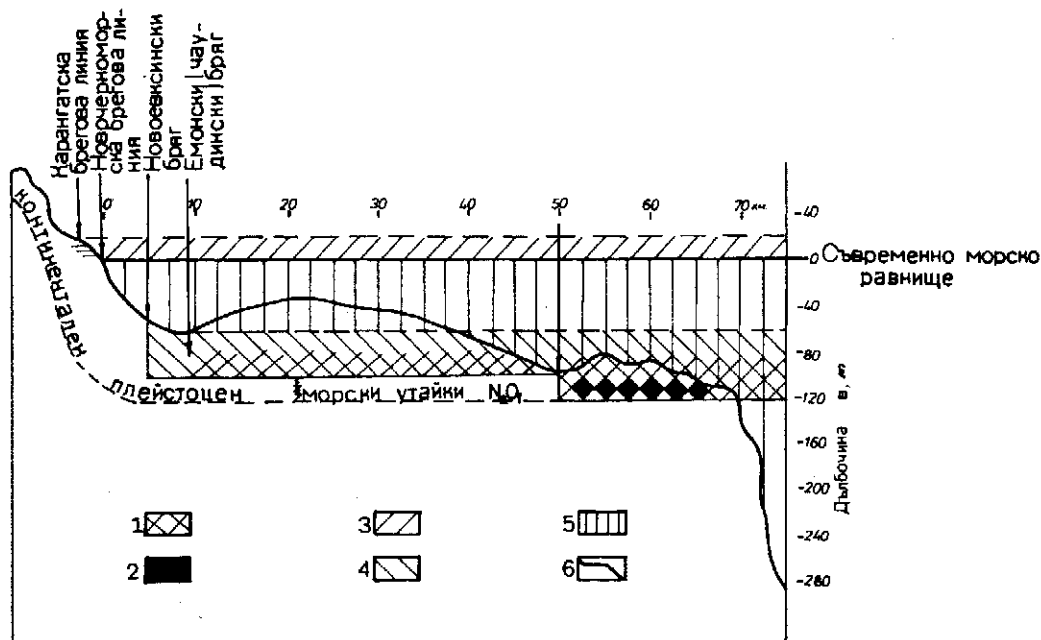
Фиг.2. Схематичен геоложки разрез на кватернера в Черно море: 1. разливна граница; 2. холоцен; 3. горен плейстоцен (ноевксин); 4. среден плейстоцен; 5. долен плейстоцен (чауда)

Кавказкия чаудински терасен комплекс. По време на експедиционни изследвания през 1983 г. на Кавказкия шелф в района на Магри на дълбочина 90 m в зоната на валове бяха открити наслаги с чаудинска фауна аналогични на т.н. българска чауда (фиг.2) Подобни наслаги бяха открити и на турския шелф в района на Босфора на дълбочина 90-100 m.

Чаудинският басейн е заемал почти цялата континентална тераса и откъм сушата се е простирал до дълбочини 80-90 m (воден слой + утайки). Той е бил сладководен басейн без връзка с океана, с каспийски тип фауна (фиг.4).

Към долния плейстоцен се отнасят и валунно-чакълните и пясъчни флувиални отложения, разположени в старата долина, източно от гр.Средец и в долина-

та на р.Камчия. Съдържащата се в тях фауна от бозайници дава основание те да се присмат за континентални аналози на чаудинските (емонски) слоеве от акваторията. След минделската регресия през средния плейстоцен започва трансгресия и осоляване на водите на Черно море в резултат на осъществена връзка със Средиземно море. За пръв път средноплейстоценски (древноевксински и узунларски) седименти уверено са датирани по моллюсков комплекси на дълбочина от 50 до 40 m в сондаж -8 на ник „Геохимик“ в Бургаския залив [Хрисчев, Шопов 1979]. В тъмносиви глини със зелен оттенък са отделени типични древноевксински слоеве със соленололюбива фауна и узунларски слоеве с каспийски и средиземноморски видове. По-късно древноевксински сло-



Фиг.3. Сеизмостратиграфски профили: 1. Сеизмоакустични отразяващи хоризонти; 2. Косослойсти клиноморфни тела; 3. Акумулативни валове; 4. Погребани акумулативни тела с предполагаема чаудинска възраст; 5. Карангатски наслаги; 6. Новоевксински наслаги; 7. Холоценови слоеве

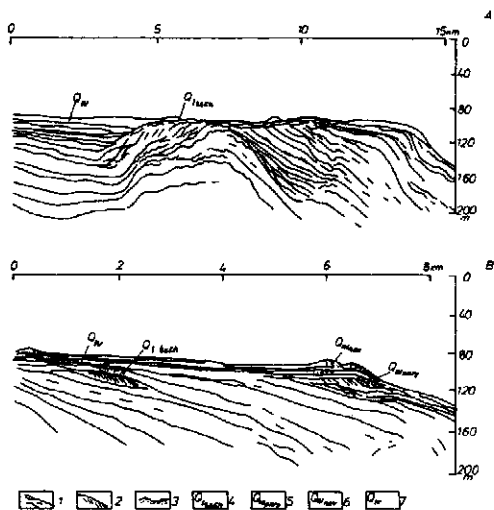
еве са разкрити повсеместно при инженерно-геоложкото сондиране на шелфа [Куприн и др.1984]. Повърхността на древноевксинските седименти по данни от НСП се проследява до изобата 95-97 m. Почти аналогично на чаудинския хоризонт в северната част на българския шелф, древноевксинските наслаги също изкливат на разстояние 6 km от брега. В централната зона на шелфа древноевксинските седименти залягат трансгресивно над чаудинските чрез рязка развивна граница (фиг.4). В тях преобладават типично древноевксински форми: *Didacna crassa pontocaspia* (Eichw), *Didacna sp. parvula* (Nal.) и др. [Стоянова, 1990]. Наличието на преотложени раковини с чаудинска възраст и рязката промяна в литоложкия състав показва наличието на стратиграфски хиатус между чаудинските и древноевксинските наслаги в сондажните разрези.

В едни случаи древноевксинските залягат върху морски чаудински седименти, а в други - върху континенталните им аналози, което показва, че морското ниво е било по-високо, отколкото през долния плейстоцен, но без да достига съвременното. Древноевксинският басейн е припокривал чаудинския като границата му откъм сушата е била по-близо до съвременния бряг. В нито една от описаните по нашето крайбрежие староевксински тераси на височина 50-60 m не е открита фосилна фауна, която да доказва тяхната възраст. Анализът на диатомовите комплекси показва захлаждане на климата през древноевксинското време (риск заледяване) и затопляне през узунларското време. В описаните като евксинско узунларски тераси, фауна е открита само от Христов [1967] в тераса на височина 30-40 m при с. Каменар Бургаско (касае се за фрагменти от *Mytilus galloprovincialis* Lmk и *Cardium edule* L.), видове известни от неогена досега, които не са ръководни фосили за кватернера и от Лилиенберг,

Попов, Мишев [1965] в тераса югозападно от гр.Созопол, която продължава до дюните на залив Каваците. В нея са установени *Mytilaster lineatus* Gm, *Mytilus galloprovincialis* Lmk, *Cardium edule* L., *Patella vulgata*, *Ostrea* sp. Този моллюсков комплекс е аналогичен на съвременната черноморска фауна, което не дава пълна увереност за отнасянето му към узунларско време.

При проведените през периода 1988-1990г. детайлни проучвания на моллюсковите комплекси в бреговите разрези не са открити подревни наслаги от карангатските. Засега няма основание да се приеме, че описаните на височина 50-60 и 35-45 m морски тераси имат средноплейстоценска възраст.

На българския шелф средноплейстоценския разрез постепенно преминава в отложенията на карангата (горен плейстоцен), охарактеризиран добре



Фиг.4. Схема на палеографското развие на шелфа през кватернера: 1. чаудински (емонски) басейн; 2. средноплейстоценски (староевксински) басейн; 3. карангатски басейн; 4. новоевксински басейн; 5. съвременен басейн; 6. шелфова повърхност

фаунистически без следи от размив или прекъсване [Хрисчев, Шопов 1979]. Твърденията на Куприн и др. [1984] за наличие на дълбока предкарангатска регрессия от 80-100 m не се потвърждават. В дълбоката черноморска падина към карангата се отнасят тъмносиви пелитови тини с прослойки от диатомити и сапропел. Съставът на диатомовите водорасли е характерен за субтропическите зони и показва широка връзка със Средиземно море. Спорово-поленовите спектри свидетелстват за значително затопляне на климата. Карангатската трансгресия, която по време отговаря на рис-вюрмското междуледниково време с протичала в условията на топъл климат, близък до аридния. В нея се наблюдават две основни фази, които са формирали морски тераси на височина 20-25 и 8-12 m (фиг.4).

Пръв Ретбок [1952] определя по молоскова фауна карангатска възраст на 18-20 метровата тераса при Балчишката тузла. В същия район през 1961 г. Мишев, Попов, Федоров и Лилиенберг събират следната фауна: *Mytilus galloprovincialis* Lmk, *Ostrea taurica* Mil, *Venus gallina* L., *Nassa reticulata* L., *Gastrana fragilis* L., *Gibbula* sp., *Pholas dactylus* L., която потвърждава карангатската възраст. Към карангатските тераси те отнасят и площадките югоизточно от с.Божурец към Каварненското пристанище на 8-12 и 20 m височина, които на места са покрити от чакъли и остатъци от морска фауна.

Наслаги характеризирани максимум на карангатската трансгресия са разкрити в нурфове, дълбоки 6-8 m, разположени на северния бряг на Варненското езеро [Коюмджиева 1961, 1964]. В основата на разреза залягат чакъли, съдържащи *Tapes calverti* L., и *Ostrea edulis* L и над тях залягат разнорънесте пясъци с *Tapes calverti* L., *Loripes lasteus* L., *Gastrana fragilis* L., *Cardium edule* var. *umbonata* L., *Bittium reticulatum* da costa,

Retusa truncatula Br, *Cerithium vulgatum* Br *Chione gallina* L., *Mytilaster lineatus* Gm, *Ostrea edulis* L., *Rissoa venusta* Phil. Определена е абсолютна възраст по радиовъглеродна датировка на раковините на *Ostrea edulis* L. - 39100 ± 900 г (Ku-628) и на *Tapes calverti* L - 30200 ± 950 г (Ku-629) [Семенко, Коюмджиева, Ковалюх 1976]. Крыстев и др. [1990a] подробно изследват 10-15 метровата тераса пред Морската градина на гр. Варна. В пясъчливите отложения на разреза са открити многобройни екземпляри от студенолюбива фосилна фауна на *Corbula gibba* Ol и значително по-рядко на *Castrana fragilis* L. По тях е получена радиовъглеродна датировка 23880 ± 490 г (МГУ-1173). Видът на отложенията и спорово-поленовите спектри, характерни за сух и хладен климат отнасят терасата към ранния карангат, предхождащ максималната трансгресия.

Карангатски отложения са установени и в кариера по десния бряг на р.Финдъклийска на височина 7-8 m над заливната тераса [Крыстев и др, 1990a]. В алевритов слой са събрани многобройни черупки на *Corbula gibba* Ol и *Gastrana fragilis* L.

Мишев, Попов, Лилиенберг [1971] описват карангатска тераса до устието на Беленска река на височина 18-20 m, където намират морска фауна: *Ostrea edulis* L., *Mytilus galloprovincialis* Lmk, *Donax juliane* Mil. В същата тераса южно от с.Обзор Христов (1967) намира *Chione gallina* L., *Pecten ponticus* Mil, *Donax juliane* Mil, *Tapes* sp., *Nassa reticulata* L., *Ostrea* sp. Фосилна фауна от тераса на същата височина е установена южно от с.Св.Влас, а също в пясъците на 20-25 метровата тераса, разположена източно от с.Равда.

В пясъчните отложения на 10-12 метровата тераса при гр.Поморие Христов [1967] е събрал следната фауна: *Chione gallina* L., *Tapes calverti* L., *Cardium tuberculatum* L., *Paphia rugata*, *Dreissena*

polimorpha, с което се доказва нейната карангатска възраст. На тераса с височина 25 m западно от залива Каваците, Лилиенберг, Попов, Мишев [1965] намират *Chione gallina* L., *Mytilaster linedtus* Gm, *Dolax yuliane* Mil, с което се определя нейната карангатска възраст. Северно от н.Хумата в тераса с височина 10-12 m, те установяват *Mytilus galloprovincialis* Lmk и *Pecten ponticus* Mil. Тези многобройни находки на карангатската фосилна фауна безспорно доказват наличието по цялото ни крайбрежие на издигнати карангатски морски тераси на височина 20-25 и 8-12 m (фиг.4).

Карангатския басейн е имал по-широки размери от съвременния като водите му са навлизали в речните устия и са формирали лимани. При корелацията на сондажните разрези от Наневска и Елизаветинска структури със сеизмоакустичните профили се проследява посткарангатската абразионна повърхност на дълбочини 50-100 m (абсолютна дълбочина 70-105 m). Към периферния ръб на абразионната повърхност се прислонила генетично свързаното с нея клиноморфно акумулативно тяло (прибрежно-морска акумулативна тераса), отделящо се върху сеизмограмите към дълбоководната котловина площадки свидетелство за латерално нарастване на терасата.

След карангата настъпва новоевксинския етап от геоложката история на Черно море съпадаща по време с ледниковия период Вюрм III (преди 18-17 хил. години), когато нивото на Световния океан се понижава до 130 m. [Алексеев и др.,1986]. На мястото на Черно море се образува т.н. Новоевксинско езеро-море. В него са разпространени бракични малюскови съобщества, студенолюбиви и сладководни диатомеи, динофлагелати, развиващи се при малка соленост и ниски температури. Съвременният шелф и Азовско море са били засти

от обширни алувиални долини. Бреговата зона на това езеро-море се маркира от серии акумулативни брегови или бариерни валове тип барове разположени на дълбочини 100-120 m (фиг.1,2,3,4). Разкрити са прибрежно-морски утайки с дебелина от няколко сантиметра до един метър [Хрисчев, Шопов, 1977; Димитров, 1978; 1979]. Черупчестите алевритови и глинести новоевксински наслаги съдържат характерна молюскова фауна, сред която доминира видът *Dreissena rostriformis distincta* (75%). Възрастта им, определена по радиовъглеродния метод варира от 17190 ± 300 до 11590 ± 249 г. [Купцов и др.,1979]. Полът в утайките показва широко разпространение на ксерофитни и халофитни тревисти съобщества [Божилова,1986].

В централната шелфова зона новоевксинските наслаги съществено се отличават както по дебелина така и по състав. Представени са от сиви мекопластични алевритови тини с раковини и раковинен детрит. В разрезите е установено съобщество молюски с беден видов състав: *Dreissena polymorpha* Pall (над 50%), *Clesiniola variabilis* Eichw и др.[Хрисчев, Шопов, 1978]. Дебелината им достига 31 m в сондажа на структура Априлска. Разпространението на новоевксинските утайки на шелфа достига до изобати 30-28 m.

Като цяло спорово-поленовите спектри в морските новоевксински утайки се характеризират с увеличаване ролята на смесено широколистните поленови комплекси в сравнение с наслагите от предишния етап. Ролята на тревната флора се съкращава, увеличава се количеството полен от дървесните видове: *Quercus*, *Corylus*, *Ulmus*, *Carpinus*, *Tilia*, *Alnus*, *Betula*. Появява се полен от бук.

Новоевксинската регресия обхваща временния интервал от преди 30 до около 8 хил.години. Нивото на басейна е достигало до 100-120 m под съвременното (фиг.2,4). Новоевксинската брего-

ва линия е представена от плажове, дюни образування, бариери и др. Басейнът е от езерен тип, в който последователно са отложени дълбоководни езерни утайки със сулфидни образування и карбонатни утайки тип „зеекрайде“. Добрата запазеност на новоевксинските брегови образування на 100-120 m под съвременното равнище, свидетелства за катастрофалното им заливане и извеждане извън зоната на вълновото въздействие. Именно на границата горен плейстоцен холоцен в Черно море през босфорския праг нахлуват средиземноморски води със соленост 35%. По някои изчисления [Ryan et al, 1997] нахлуването на средиземноморските води с имало катастрофални последствия, както за крайбрежието така и за организмовия свят. Според цитираните по-горе автори, нивото на морето се е повишавало с около 15 cm за деценолетие, което означава, че то е настъпвало към сушата с 1 km в деценолетие. Това е ставало до изравняване на равнището на Черно и Мраморно морета. Това събитие [Ryan et al, 1997] е било пагубно за съществуващата цивилизация по крайбрежието и е намерено отражение в шумерските легенди (епоса на Гилгамеш) и Библията като Всемирен потоп. Най-старите жители на черноморското крайбрежие, кимерийците са напуснали родните места, бягайки от „Морето на смъртта“ и поставят основите на нови цивилизации. Основание за достоверност на тази научна версия [Ryan et al, 1997] дават, както реликтовите стари брегови линии, така и органично-минералните утайки (сапропели), от катастрофичен тип. Последните представляват отмрял фито и зоопланктон следствие на рязката смяна на солеността на басейна. Възрастта на това събитие определено по ^{14}C по долищата на сапропелните слоеве възлиза на 7600 години В.Р., докато аналогични анализи по молтосква фауна взета от утайки от горнището на новоевк-

сина, показват 9-10 хил. години. Освен положените по-горе палеоокеаноложки доказателства съществува и богат археологичен материал, който е синхронен по време с описаните по-горе събития и дава основание да считаме, че черноморието е най-ранният център на цивилизация в човешката история. За това свидетелствуват Варненския енеолитен некропол [Иванов, 1978], некропола и селищната могила в Дуранкулак [Тодорова, Димов, 1985] и други важни археологически находки. В морските разрези холоценските утайки се делят на долнохолоценски (древночерноморски или бугазско-вигязевски), среднохолоценски (или каламитски) и горнохолоценски (жеметински) или новочерноморски.

Долнохолоценските наслаги се характеризират със смесен комплекс молюски - едновременно каспийски и средиземноморски (*Grastoderma glaucum*, *Abra ovata*, *Cardium edule* и др.). Те съдържат комплекс диатомови водорасли, в които ясно е изразено смесването на соленолюбиви и морски форми.

В централната част на шелфа на абсолютни дълбочини - 30-34 m са разкрити долнохолоценски (бугазски) прибрежно-морски фацеси пясъчно-гравийни наслаги с черупчест детрит [Шимкус и др., 1979; Димитров, Говберг, 1982]. В този интервал вероятно се с намирала и раннохолоценската брегова линия.

Абсолютната възраст по ^{14}C в основата на долнохолоценските слоеве е 7480 ± 540 и 8080 ± 20 . Разположените над тях слоеве са с възраст 6890 ± 630 [Купцов и др., 1978; Димитров, 1982]. В спороволеновите спектри на долнохолоценските наслаги се наблюдава увеличение на дървесните видове до 65% [Божилова и др., 1979].

Формирането на крайбрежните лимани започва в края на раннохолоценската трансгресия [Шопов, 1985]. За Дуранкулашкото езеро е посочена радиовъг-

леродна датировка 6170 ± 150 В.Р., а за Езерецкото - 6800 ± 100 В.Р. [Filipova, 1985].

По наличието на торфени прослойки и промените в състава на гастроподната фауна в езерните утайки се проследява прекъсването и възобновяването на езерата с морето (Шопов, Янкова, 1987).

В морските разрези среднохолоценовите (каламитски) слоеве се отделят по комплекс моллюски, липен напълно от „каспийски“ форми. Във вътрешната прибрежна шелфова зона те са представени главно от алевритови и пелитови утайки, към които е прикрепено моллюсково съобщество *Rissoa parva* - *Cardium edule* - *Bittium reticularum*. През средния холоцен продължава повишаването на морското ниво. Анализът на спорово-поленовите спектри показва пълно господство на дървесните видове - 80%. Според Божилова и др [1979] те са характерни за следледниковия климатичен оптимум в средата на атлантическия период, отличаващ се с максимални температури, влажност и високо морско ниво.

По крайбрежието се образуват новочерноморски тераси с височина 2-6 m. Фаунистично охарактеризирани разрези на морски холоценови наслаги са установени по южния бряг на езерото Тузлата, югозападния бряг на Варненското езеро, северно от гр.Несебър, брега при с.Приморско на височина 2,5 m и на други места. Аналогични терасни нива са установени от Мишев, Попов, Лилисберг [1969] в долините р.Камчия и р.Двойница, Атанасовското и Мандренско езера, по Странжанското крайбрежие и в лимана на р.Ропотамо. Резултатите от радиовъглеродните определения показват абсолютна възраст 5140 ± 270 (МГУ-1181) при Каварна и 5650 ± 100 В.Р. - при езеро Тузла [Кръстев, Парунин, Свиточ, 1990].

Не е изключено новочерноморските тераси да са резултат от проявата на

вълни „дунами“ следствие на честите земетресения в акваторията.

Крайбрежните селища от ранната енеолитна епоха са потопени вследствие на издигането на морското ниво (фиг.1). Останки от тях са разкрити при археологическите проучвания при с. Дуранкулак [Тодорова, Димов, 1985] в района на Варненско езеро (дълбочина 5-7 m), северно от Бургас (при прокопаване на канала между езерото и морето), западно от н.Атия (дълбочина 6-8 m), в пристанището на гр.Созопол и др. (Археологически открития и разкопки - 1983 - 1991).

Горнохолоценовите (джеметински) утайки в морските разрези се характеризират с наличието на стенохалинни моллюсковы съобщества. В бреговата зона (до 20 m дълбочина) преобладава съобществото *Chione gallina* - *Ostrea edulis* - *M. lineatus* - *B. reticulatum*. Видовият състав на съобществото е богат и включва всички съвременни таксони за Черно море. За централната шелфова зона (между 20 и 70 метровите изобати) зелените и сиви газонаситени тини е характерно съобществото *Spisula subtruncata triangula*, а за външната зона (над 70 m дълбочина) - *Modiolus phaseolinus*. Абсолютната възраст, определена в основата на горнохолоценовия слой по черупки на *Modiolus phaseolinus* е от 3400 до 4020 В.Р (С14) [Купцов и др., 1979].

След 4040 г В.Р. в края на ранната бронзова епоха се засилва връзката на крайбрежните езера с морето, изразяваща се в присъствието на солнолюбиви стенохалинни морски видове моллюски в езерните утайки [Шопов, Янкова, 1987]. В речните устия се образуват пясъчни валове. По крайбрежието се формират тераси на височина 2-3 m. Радиовъглеродните данни показват възраст от 3920 ± 450 и 3120 ± 50 г В.Р. за терасата развита по южния бряг на Балчишката Тузла (Кръстев, Парунин, Свиточ,

1990). Гръцките селища в Черно море са били разположени главно покрай брега на днешната 4-5 метрова подводна тераса, а пристанищните басейни - отвъд днешната 8-12 метрова подводна тераса. По исторически данни (от Ксант в „Лидиака“) се установява, че през V век пр.н.е. е имало „голяма засуха“, вероятно тогава е бил пикът на регресията [Орачев, 1990].

В началото на новата ера трансгресията залива пристанищата и крайбрежните части на античните градове, образуват се акумулативни пясъчни тела - коси, барове и др. (фиг.1). Съществуването на т.н. нимфейска тераса (1,5-2 m) е твърде съмнително поради факта, че нейното хипсометрично ниво, съвпада с височината на прибойния поток при нагон и щормово вълнение в съвременни условия, което поражда затруднения при нейното определяне по крайбрежието.

Въз основа на извършения обзор на наличната информация и новите данни

за геоложката еволюция на Черно море през кватернера се налагат следните изводи:

1. По фосилна макро- и микрофауна, състав на диатомови водорасли, спорово-поленови спектри, радиовъглеродни датировки и археологически данни (за холоцена) се доказва съществуването на морски брегови тераси с карангатска (40-30 хил. години) и новочерноморска (6-3 хиляди години) възраст.

2. На настоящия етап не съществуват доказателства за наличието по нашето крайбрежие на описваните досега в литературата чаудински, староевксински и узунларски морски тераси и употребата на тези названия следва да отпадне.

3. През кватернера формирането на терасния комплекс в Черно море се лимитира главно от климатичните фактори (заледяване и затопляне) и възобновяване или прекъсване на връзката със Световния океан чрез Босфора.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н., А.А.Чистяков, Ф.А.Щербаков. Четвертичная геология материковых окраин.- М., Недра, 1986 - 243 с

Археологически открития и разкопки през периода 1983-1991 г (Сборници от научни съобщения на национални конференции 6 бр.)

Божилова Е.Д. Палеоекологични условия и промени на растителността в Източна и Югоизточна България през последните 15000 години (автореф. на дис. за получ. на н.ст.дбн) С., 1986.

Божилова Е.Д., М.В.Филипова, П.С.Димитров. Пылцевой анализ поздние четвертичных осадков периферической области шельфа западной части Черного моря. Изв.нар.музей, Варна, 1979. 157-162.

Гълъбов Ж. Четвертични наслаги и четвъртична морфология. Основи

на геологията на България. Год.Дир.геол. и минни проучв. отдел А, 4, 1946.

Гълъбов Ж. Релефът и произходът на Черноморската котловина.

Сп. Географски преглед, 2-3, 1949.

Димитров П. Нови данни за строежа и възрастта на някои морски акумулативни форми на българския черноморски шелф. Проблеми на географията 2, 1978, 42-50.

Димитров П.С. Формирование осадков периферической области Черного моря в четвертичное время (Автореферат дисс. на соискание уч. ст. к.г.м наук). Москва, ИОАН, 1979.

Димитров П.С. Радиовъглеродни датировки на дънни утайки от българския черноморски шелф. В:Океанология (С), 9, 1982, 45-53.

Димитров П.С., Л.И.Говберг, В.И.Къ-

нева-Абаджиева. Морски кватернерни наслаги от периферната област на шельфа в западната част на Черно море. В: *Океанология (С)* 5, 1979, 67-77.

Димитров П.С., З.Т.Новикова. История развития осадочного комплекса в четвертичное время и условия формирования скоплений тяжелых минералов на шельфе. В: *Геолого-геофизические исследования болгарского шельфа Черного моря*. С., БАН, 1980, 310-317.

Димитров П.С., Л.И.Говбергер. Стратиграфические комплексы данных отложений и некоторые черты геологической истории шельфа западной части Черного моря, Peribalticum, т. II, Nadbitka Ossolineum, 1982, 55-59.

Зубаков В.А. Глобальные климатические события плейстоцена, Ленинград Гидрометеоздат, 1986, 288 с.

Каменов Б. и др. Свладица по Балчишкото Черноморско крайбрежие.

Изв. ГИ БАН сер. ИГХ 12-20, 1972.¹

Канев Д. Морфология на Медноридското Черноморско крайбрежие. Год. Соф. унив. Биол.-Геол.-Геогр. фак 3 1960.

Комаров А., Е.Божилова, М.Филипова, О.Удинцева. Палинологические спектры и их стратиграфическая интерпретация. В: *Геология и гидрология западной части Черного моря*. С., БАН, 1979, 85-91

Коюмджиева Е. Върху присъствието на морска плейстоценска фауна край Варненското езеро Год. упр. по геол. проч. XII. 1961, 225-227.

Коюмджиева Е. Морска плейстоценска (карангатска) фауна от Варненско Сб. в чест на акад. Й. Йовчев С., 1964, 519-529.

Крыстев Т.И., А.А.Свиточ, Т.А.Янина, Р.И.Стоянова. Биостратиграфия морских плейстоценовых отложений Болгарского черноморского побережья. В: *Геологическая эволюция Западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время*. Изд. БАН С., 1990 87-

94.

Крыстев Т.И., А.А.Свиточ, В.С.Гунова, О.Б.Парунин, Н.М.Лавов,

Новые данные по Карангатской террасе в районе города Варны (Болгария). В: *„Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время“* Изд. БАН С., 1990а, 106-112.

Крыстев Т.И., О.Б.Парунин, А.А.Свиточ. Радиоуглеродная хронология новейших отложений побережья и шельфа болгарского сектора Черного моря. В: *Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время*. Изд. БАН, С., 1979, 91-93.

Крыстев Т.И., Е.С.Михова. Рельеф и тектоника болгарского шельфа. В: *Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время*. Изд. БАН, С. 1990, 431-465.

Куприн П.Н., А.И.Самсонов, Е.Б.Бабак, А.Н.Варшченко, И.Б.Монахов, П.В.Федоров. Строение и биостратиграфическое разчленение четвертичных отложений шельфа Болгарии. Бюл. МОИП отд. геол. т. 59 вып. 3 1984, 31-40.

Купцов М., Б.Зельдина, К.Шимкус, П.Димитров. Определения абсолютного возраста. В: *Геология и гидрология западной части Черного моря*. С., 1979, 91-93.

Лилиенберг Д.А. Основные черты геоморфологии и палеогеографии югозападного побережья Черного моря. В: *„Комплексные исследования Черноморской впадины“* М. 1970

Лилиенберг Д.А., В.Попов, К.Мишев. Морфология на терасите по Странжанското Черноморско крайбрежие между Созопольский залив и устьето на р. Велека. Изв. Геогр. инст. БАН IX. 1965, 25-45.

Михова Е.С. Происхождение и развитие аккумулятивного рельефа болгарского шельфа. Дисс. на соиск. уч. ст. к. г. н., М., МГУ 1988

Мишев К., В.Попов, Д.Лилиенберг. Досегашни резултати от геоморфоложките изследвания на Българското черночорско крайбрежие. Изв. БГД, IX 1969.

Мишев К., В.Попов, Д.Лилиенберг. Геоморфология и палеогеография четвъртичного периода Старо-планинското побережје на Черно море. В „Проблеми на палеогеоморфоложкото развитие на България. т.1. С., 1971.

Невеский Е.Н. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., Наука, 1967, 255 с.

Николаев С.Д., П.С.Димитров, П.Н.Куприн, О.Б.Парунин, В.М.Сорокин. Об абсолютном возрасте позднечетвертичных осадков шельфа.

В: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора

Черного моря., С., БАН, 1980, 223-230.

Орачев А. Приноси към палеогеографията на Добружанското крайбрежие. Добруджа, (7)1 1990, 32-49.

Попов В. Българският добруджански черноморски бряг (геоморфоложко проучване), Изд. БГД XI.1953.

Попов В, К.Мишев. Геоморфология на Българското черноморско крайбрежие и шелф. Изд.БАН, С., 1974, с.245.

Семенко В.Н. Э.И.Коюмджиева, Н.Н.Ковалюх. Абсолютный возраст по 14С и корреляция морских верхнеплейстоценовых отложений

УССР и НРБолгарии. Четвертичный период т.16 Киев, Наукова думка. 97-102, 1976.

Стоянова Р.И. Биостратиграфические исследования четвертичных отложений платформенной части болгарского шельфа. В: Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время, С.,БАН, 1990, 194-201.

Стоянова Р.И. Биостратиграфия четвъртичного периода шельфовой зоны Нижне-Камчийского прогиба, С.,БАН, 1990а, 202-210.

Туголесов Д.А., А.С.Горшков, Л.Б.Мейснер, В.В.Соловьев, Е.М.Хахалев Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины.

М. „Недра“, 1985, 215 с.

Федоров П.В. Четвертичные террасы Каспийского и Черного морей и их возможная корреляция с террасами Средиземного моря. Труды института геологии АН Эстонии, VIII, 1961, 33-41.

Федоров П.В. Към въпроса за корелацията на четвъртичните наслаги по Българското черноморско крайбрежие с терасите по КримскоКавказкия бряг и Средиземно море. Изв.Геогр.инст БАН VII. 1963, 5-16.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия, Труды ГИН АН СССР, вып.310, М., Наука, 1978, 166.

Христов Р. Морски тераси по крайбрежието на Черно море в района на Бургас-Несебър. Год.ВМГИ св.II геол. 1967.

Хрисчев Х.Г., В.Л.Шопов. Плейстоценовые отложения внешнего края черноморского шельфа Болгарии - Докл.БАН, 30, 9, 1977, 1317-1319.

Хрисчев Х., Шопов В. Морской плейстоцен Бургасского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев. Geologica Balc. 9, 1979, 69-84.

Шимкус К.М., Н.Комаров, И.Гракова. К стратиграфии глубоководных верхнечетвертичных осадков Черного моря - Океанология, М., XVIII, вып.4, 1977, 675-678.

Шимкус К.М., П.С.Димитров, С. Чабашвили, Л.И.Говберг, З.Т.Новикова. Общая литологическая характеристика разрезов. В: Геология и гидрология западной части Черного моря. С., БАН, 1079, 101-114.

Шопов В.Л., Д.Янкова.,1987, Холоценова гастроподна фауна от езерата Дуранкулак и Шабла - Езерца. Палеонтология, стратиграфия и литология, 24, С., VII, 70-89.

Иванов И. 1978. Съкровищата на Варненския халхолитен некропол. ДИ „Сеп-

тември“ . С.

Тодорова Х, Т.Димов. 1985.Разкопки на праисторическия некропол при Дуранкулак. Сб. Археол. открития и разкопки през 1984г. XXX нац. конф. Сливен

Chepalyga A.L. ,1985, Inland Sea Basins. In Late, Quaternary environments of the Soviet Union, A.A.Velichko ed., University of Minnesota Press p.229-247.

Filipova M.B. 1985, Palaeoecological

investigations of Lake Shabla-Ezeretz in North-Eastern Bulgaria. Ecologia Mediterranea, XI. 1, 148-158.

Ryan W.B.F, W.C.Pitman III, C.O.Major, K.Shimkus, V.Moskalenko, G.A.Jones, P.Dimitrov, N.Gorur, M.Sakinc, H.Yuce. 1997. Evidence of an abrupt submergence of the Black sea shelf during the holocene: implications for climate and human diaspora, Marine geology. 1-14.

Palaeoceanological reconstruction in the West Black sea part during the Quaternary

P.S.Dimitrov, E.S.Michova, V.D.Peichev

Summary

On the basis of the data presented it is established that the eustatic sea level fluctuations have been a controlling factor for the formations of the West Black sea part relief during the Quaternary. Tectonics impact is exhibited in regional scope.

The regressive coastal complexes of the Early Chaudinian, Post-Karangatian and

Early. New-Euxinian basins are traced in the peripheral shelf zone. Uzunlarian, Karangatian and Holocenian transgressive coastal formations and sediments are found along the coast and in the inner and central shelf zone.

Sea level fluctuations are characteristic feature of the Holocene.

Постъпила на 1.X.1997 г.