Димитър Петков Димитров е доктор по научната специалност „Геология на океаните и моретата“ и работи като главен асистент в Института по океанология при БАН – Варна. Авторът е известен като специалист по морска геология, който в продължение на повече от 15 години се занимава с разгадаването на най-новата геоложка история на Черно море и условията на формиране на полезни изкопаеми.

Особен интерес представляват неговите задълбочени изследвания върху нетрадиционните суровинни и енергийни ресурси на Черно море, на които е посветена настоящата монография. Работи и в областта на компютърната обработка и интерпретация на геоложки и океанографски данни.

Участва в разработването на проекти към НФНИ при МОМН (ДО02 - 35 и ДО02 - 337), които му дават възможност да организира самостоятелни морски експедиционни изследвания. Координатор е от българска страна на проект ESONET по VII РП на ЕС. Участвал е в разработването на международните проекти и експедиции по програмите „НОЙ“ (българо-американска експедиция под ръководството на д-р Робърт Балард и проф. Петко Димитров), “ASSEMBLAGE“ (V РП на ЕС), „ДНК“ (българо-американски генетични изследвания), „ЮЖЕН ПОТОК“ и др.

Настоящата монография е плод на дългогодишни комплексни национални и международни изследвания на автора по авангардни проблеми на съвременната морска наука.

Съавтор е на книгата “Черно море, Потопът и древните митове“.

Благодарение на финансовата подкрепа на НФНИ (проекти ДО02 - 35 “Нетрадиционни ресурси на дъното на Черно море и възможности за тяхното използване като комплексна суровина“ и ДО02 - 337 “Древни брегови линии на Черно море и условия за човешко присъствие“), както и на ценители на науката книгата „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море“ ще бъде достъпна за читателите на български и на английски език.

Bon Marine

КОРАБНО АГЕНТИРАНЕ И БРОКЕРАЖ, СПЕДИЦИЯ, ЛОГИСТИКА И ТРАНСПОРТ, МИТНИЧЕСКО АГЕНТИРАНЕ

„Бон Марин“ ООД е създадена през 1990 година като компания за корабно агентиране и брокераж, която по-късно е преобразувана в акционерно дружество и холдингова структура. Към настоящия момент „Бон Марин“ АД, ведно с дъщерните си дружества, са едни от водещите компании в страната в областта на морския транспорт, транспортната логистика, комплексното логистично обслужване на големи инфраструктурни проекти, линейното и корабното агентиране и други. Компанията е добре позната и уважавана като надежден партньор както в страната, така и в чужбина.

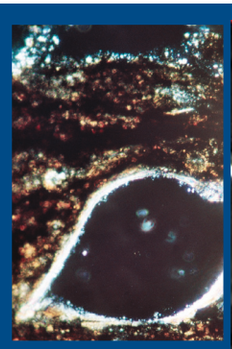
Бон Марин АД
Ул. Вардар 3, Варна 9000, България
Тел: +359 52 687 000; 687 111; Факс: +359 52 601 828
е-поща: office@bonmar.bg; www.bonmarine.com

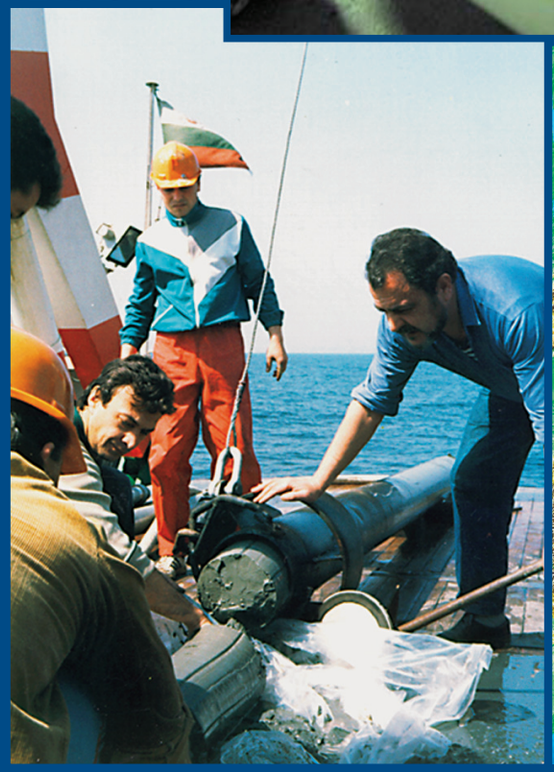
Издателство ОНГЪЛ
9 789548 279253
Цена 12 лв.

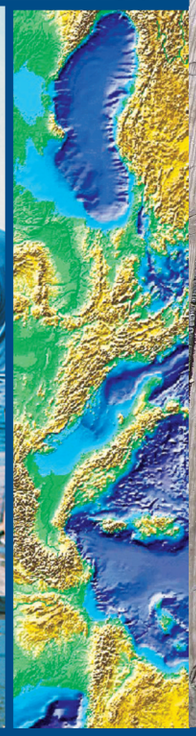
Димитър Петков Димитров

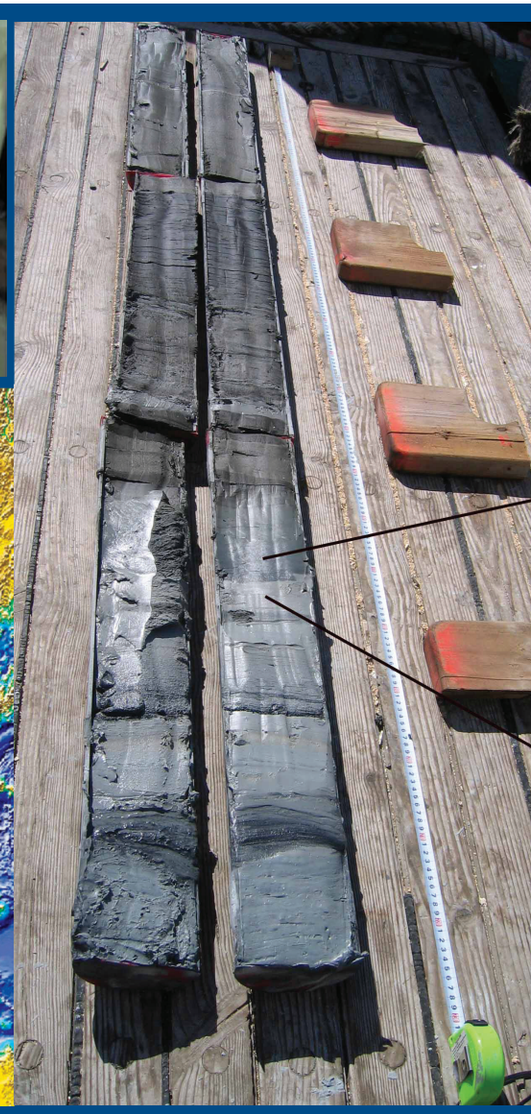
# ГЕОЛОГИЯ И НЕТРАДИЦИОННИ РЕСУРСИ НА ЧЕРНО МОРЕ

ГЕОЛОГИЯ И НЕТРАДИЦИОННИ РЕСУРСИ НА ЧЕРНО МОРЕ









Димитър Петков Димитров

# ГЕОЛОГИЯ И НЕТРАДИЦИОННИ РЕСУРСИ НА ЧЕРНО МОРЕ

© Димитър Петков Димитров, автор, 2010
© Издателство "Онгъл", Варна, 2010
ISBN 978-954-8279-25-3

# С Ъ Д Ъ Р Ж А Н И Е

Предговор ..... 7
Въведение ..... 9
Глава 1. Обзор на изследванията и фактори на формиране на седиментния комплекс на дъното на Черно море ..... 14
1.1. Обзор на изследванията ..... 14
1.2. Фактори на формиране на седиментния комплекс ..... 18
1.2.1. Климатични фактори на формиране на седиментния комплекс ..... 22
1.2.2. Основни източници на седиментен материал и особености на постъпването му в акваторията ..... 25
1.2.3. Хидродинамични фактори на формиране на седиментния комплекс ..... 29
1.2.4. Влиянието на явлението ъпуелинг (upweling) при формиране на седиментния комплекс ..... 37
1.2.5. Хидробиогеохимични фактори на седиментация ..... 43
1.2.6. Ролята на суспендираното вещество в седиментния процес ..... 52
1.3. Черно море – природен биогеотехнологичен реактор ..... 56
Глава 2. Палеогеографски реконструкции и условия на формиране на полезни изкопаеми ..... 58
2.1. Доплейстоценски стадий ..... 61
2.2. Плейстоценски стадий ..... 65
2.2.1. Долен плейстоцен ..... 65
2.2.2. Среден плейстоцен ..... 70
2.2.3. Горен плейстоцен ..... 71
2.3. Холоценски и съвременен стадий в развитието на басейна ..... 72
2.4. Геокатастрофални събития в Черно море ..... 75
Глава 3. Шелфови и дълбоководни седименти – стратиграфска и литолого геохимична характеристика ..... 82

3.1. Стратиграфия на дънните седименти ..... 82
3.1.1. Молюскови комплекси ..... 83
3.1.2. Комплекси бентосни фораминифери ..... 96
3.1.3. Нанофосили и спорово-поленови спектри ..... 98
3.1.4. Радиовъглеродни датировки на утайките ..... 107
3.1.5. Корелация на стратиграфските методи
и обобщена стратиграфска скала ..... 111
3.2. Литолого-геохимична характеристика ..... 117
3.3. Фациеси на утайките, мощности и темпове
на тяхното натрупване ..... 121
Глава 4. Дълбоководни органогенно-минерални утайки –
произход, състав, свойства и разпространение ..... 126
4.1. Горен плейстоцен (новоевксин, единица I c) –
езерни утайки и тяхната стратиграфска и
литолого-геохимична характеристика ..... 133
4.2. Холоцен – сапропелни, диатомови и коколитови
утайки (единици Ib, Ia) ..... 140
4.3. Джеметински (съвременни, единица I a) слоеве ..... 156
4.4. Рентгеноструктурен анализ на образци от ДОМУ ..... 157
4.5. Микроскопско описание на образци от ДОМУ ..... 162
Глава 5. Области на приложение на ДОМУ ..... 167
5.1. Селско стопанство и околна среда ..... 168
5.1.1. ДОМУ – мелиорант за почви и субстрати
(патент № 63868) ..... 176
5.1.2. Приложение на ДОМУ за създаване на
биопрепарати за органично земеделие ..... 182
5.1.3. Приложение на ДОМУ за рекултивация на хвостохранилища
и земи замърсени с тежки метали и радионуклиди ..... 188
5.2. Други области на приложение на ДОМУ ..... 189
5.2.1. Нанотехнологии и нови материали ..... 189
5.2.2. Строителство, керамични и металокерамични изделия ..... 190

5.2.3. Възможности за използване на фито и зоопланктон от утайки и води като храни, фармацевтични продукти, козметика и калолечение ..... 192
Глава 6. Запаси, минногеоложки условия, технология и техника за добив на ДОМУ ..... 194
6.1. Запаси ..... 194
6.2.Минно-геоложки условия ..... 197
6.2.1. Климат и ветро-вълнови режим ..... 197
6.2.2. Морската вода като корозионна среда ..... 200
6.3. Технология и техника за добив на ДОМУ ..... 201
6.4. ДОМУ като геоекологичен ресурс ..... 204
Глава 7. Черно море – енергиен кръстопът и/или нетрадиционен енергиен и суровинен център на Европа ..... 207
Заключение ..... 216
Приложение 1. Опис на дълбоководните сондажи, разкрили слоеве Ia+Ib ..... 221
Приложение 2. Радиовъглеродни датировки ..... 231
Литература ..... 249

*Авторът изказва своята благодарност на колегите си от секция "Морска геология и археология" на ИО – БАН, ГИ – БАН, ИФР – БАН, ЦЛМК – БАН, Аграрния университет – Пловдив, МГУ "Св. Ив. Рилски", Института по геоложки науки – Киев, ИФРЕМЕР – Брест, Франция, Уудсхолския океанографски институт и Института за проучвания – Масачузетс, САЩ, за оказаното съдействие при събирането на изходната информация, нейната обработка и анализ.*

*Благодарен съм също така на екипажите на научноизследователските кораби и подводна лодка РС-8В за техния принос за набиране на качествена научна информация.*

*Признателен съм на проф. д-р Петко Димитров за предоставените ми фондови материали, както и за оказаната помощ при цялостната подготовка на монографията.*

***Настоящият труд е подготвен и издаден с финансовата подкрепа на Националния фонд за научни изследвания (НФНИ) при Министерството на образованието и науката (МОМН) (ДО02-35 и ДО02-337), който се явява важен фактор за стимулиране развитието на научните изследвания в България.***

## ПРЕДГОВОР

Монографичният труд на Димитър Димитров по същество представлява неговия дисертационен труд за получаване на образователната и научна степен "доктор". Независимо от скромните претенции на автора за приноси настоящата книга е едно оригинално и цялостно изследване на природата и ресурсите на Черно море. Трудът е конструиран по класическа схема. Обзорът на изследванията ни запознава с огромния интерес към Черно море, изразен в многобройни експедиции, проведени от руски, украински, английски, американски, френски и германски изследователи. Отразени са така също и националните изследвания, провеждани от Геологическия институт и Института по океанология от началото на 70-те години на XX век с научноизследователските кораби "Изследовател – 2", "Академик" и подводния обитаем апарат РС-8В.

Проследяват се последователно и изчерпателно факторите на формиране на седиментния комплекс. Палеогеографските реконструкции отразяват съвременните схващания за геоисторическото развитие на Черноморския и Средиземноморския басейн през кватернера, както и условията за образуване на полезни изкопаеми. Особено внимание е отделено на геокатастрофалните събития, разразили се в най-новата геоложка история и в зората на човешката цивилизация.

Разглеждайки подробно литоложкия състав и стратиграфската последователност на седиментните комплекси, авторът убедително отделя езерния и морския стадий в развитието на басейна през горния плейстоцен и холоцена.

Изяснени са произходът, свойствата и разпространението на дълбоководните органогенно-минерални утайки, както и тяхната ценност като комплексна суровина с многоцелево предназначение. Посочени са областите на тяхното практическо приложение. Особено внимание е отделено на използването им като агромелиорант и биопрепарати, за което е защитен и патент. Получените резултати в областта на агробиотехнологиите дават основание дълбоководните органогенни утайки да се разглеждат като универсален подобрител на почвите. Разбира се, те могат да се прилагат с успех и в други области като керамика, фармацевтика, калолечение, като филтри за пречистване на води и газове, в нанотехнологиите и други.

Авторът разглежда също така запасите на суровината, условията на средата, техниката и технологията за нейния добив.

В последната глава са разкрити ролята на Черно море като енергиен коридор, от една страна, и от друга – като нетрадиционен суровинен център на Европа. Предлаганите трасета на нефто- и газопроводите несъмнено ще обезпечат енергийната сигурност на Балканите. Убедително е разкрит огромният потенциал на нетрадиционните енергийни и суровинни ресурси на Черно море.

Монографичният труд предлага тяхното усвояване и създаването на морска миннодобивна промишленост. Ще цитирам пророческите думи на автора: "На базата на представеното в настоящия труд ноухау нашата страна има изключителния шанс да задоволява не само своите нужди от естествени органогенно-минерални торове, но и да се превърне в износител на продукция за световните пазари."

В заключение следва да се изтъкне, че книгата е предназначена за широк кръг учени и специалисти в областта на геологията и минното дело, океанографията, биотехнологиите, нанотехнологиите, а също така за всички любознателни читатели. Тя е ценно помагало за студенти от специалностите по естествени и морски науки и технологии. Считам, че представеният труд ще бъде оценен по достойнство от българската общественост.

**доц. дгн инж. Веселин Пейчев**

# ВЪВЕДЕНИЕ

Настоящият труд е посветен на изучаването на произхода, свойствата и приложението на дълбоководните органогенно минерални утайки (ДОМУ), формирани през най-новите етапи от геоложката история на Черно море. Разгледани са и природните условия на формиране на седиментния комплекс и полезни изкопаеми. Черно море се разглежда като своеобразен геобиотехнологичен реактор, способен да генерира специфични георесурси.

По своите природни особености Черно море е уникален басейн, който няма аналог сред съвременните морски и океански басейни. Основната водна маса на дълбочини под 150 m (около 90% от общия обем) е представена от безкислородни води, съдържащи сероводород. За този басейн е характерна постоянна плътностна стратификация на водните маси, която се обяснява с наличието на вертикален градиент на плътността (халоклин), обусловен от рязкото нарастване на солеността в дълбочина. За разлика от нормалните водоеми, разположени в умерената климатична зона, където смесването на водните маси се извършва през пролетта и есента, в Черно море циркулацията обхваща само водните маси от повърхността на морето до халоклина. По такъв начин в застойните води под него е ограничено проникването на кислорода и продуцираният от дънните седименти $H_2S$ при бактериалната редукция на сулфатите запълва водоема. Досега се считаше, че в тези условия е невъзможен живот, с изключение на бактериалния (Крисс, 1959; Сорокин, 1962). През последните 6 години в научния печат се появиха съобщения (Сергеева, 2000) за открити “in situ” бентосни организми на дълбочини от 470 m до максималните дълбочини на Черно море, което е възможно да промени съществуващите представи за абиотичния характер на сероводородната зона. Открити са около 40 бентосни вида, представени от *Nematoda*, *Harpacticoida*, *Anisopoda*, *Acapina*, характерни за шелфа. Сергеева (2000) съобщава и за намирането и на синьо-зелени и кафяви водорасли (*Ectocarpus sp.*), които са прикрепени към минералите гипс и калцит в седиментите. Този факт несъмнено ще промени и нашите представи относно факторите за формиране на дълбоководните утайки. Характерна особеност на Черно море е, че сероводородната зона се разполага под кон-

тиненталната тераса, която пред нашия бряг достига до дълбочини 120–150 m (т.е. извън границата на шелфа). Спорадичните издигания на дълбочинни сероводородни води на шелфа са установени по време на ъпуелинг (*upwelling*). Така основните седиментационни процеси на шелфа протичат в условията на сравнително нормална аерация. В дълбоководната черноморска чаша съвременните седиментационни процеси се обуславят от допълнителни фактори като повишена соленост и плътност, протичаща бактериална сулфатредукция, ниска и относително постоянна температура, спокойна хидродинамична обстановка.

Общоприето е да се смята, че Черно море е един от най-добре изучените морски басейни на планетата във всяко отношение – не само заради неговите уникални свойства на природен феномен, а преди всичко заради неговото огромно икономическо значение за крайбрежните държави. Развити са както противоречиви и понякога взаимно изключващи се отрасли като туризъм, химическа, металургична и нефтопреработвателна промишленост, така и такива традиционни отрасли като водния транспорт и риболова. В акваторията са открити и се експлоатират находища на нефт и газ, което създава реална заплаха от катастрофални разливи. Прокарват се многобройни трасета на подводни нефто- и газопроводи, подводни кабели и др. Непрекъснатият растеж на промишленото производство по крайбрежието и особено на нефтената промишленост и транспорта на тези продукти, както и стремителният ръст на туризма, силно увеличават замърсяването, главно с биогенни продукти, което води до необратими негативни последици за морската среда. Зачестилите "цъфтежи" на морската вода през последните десетилетия свидетелстват за "излишък" от биогенни компоненти, като тенденцията в това отношение е обезпокоителна. Налице са вече обширни "мъртви" зони на значителни площи от дъното в северозападната част на морето. Прогресивният растеж на замърсяването на обитаемия за живот повърхностен 150-метров слой представлява сериозна заплаха за биологичните ресурси и води до рязко снижаване на рекреационните качества на водите и плажовете. От своя страна разлагащите се на дъното белтъчини предизвикват образуването на сероводород и масова гибел на морски обитатели. В условията на прогресиращо антропогенно въздействие експлоатаци-

ята на алтернативни минерални и енергийни ресурси от Черно море преминава и през задълбочена геоекологическа оценка на природните условия и многобройните действащи фактори, които са сложни и многообразни. За Черно море са характерни силни ветрове, придружени от екстремални щормови явления, изригвания на природен газ, кални вулкани на дъното и, разбира се, чести земетресения, способни понякога да генерират цунами.

Обект на изследване е дъното на Черно море и по-специално българската икономическа зона и неговата западна част, а предмет на изследване – произходът, свойствата и разпространението на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ) и оценка на възможностите за приложението им като комплексна суровина.

Настоящият труд полага основите на използването на нов тип комплексна суровина от дъното на Черно море и е посветен на изследване на състава, свойствата, разпределението и произхода на ДОМУ, както и възможните области на тяхното стопанско приложение и добив.

Изследванията са насочени към решаването на следните задачи:

• Изучаване на океанографските фактори за формиране на съвременните и холоценски органогенно-минерални утайки на дъното на Черно море.

• Изследване произхода, веществения състав, свойствата и разпространението на ДОМУ и тяхната характеристика като суровинен ресурс.

• Палеогеографски реконструкции на басейна и изясняване условията на формиране на полезни изкопаеми и връзката им с геокатастрофалните събития в Черно море през холоцена.

• Изучаване на областите на приложение на ДОМУ и някои резултати от тяхното използване.

• Предварителна оценка на запасите на суровината, миннотехническите условия и техника и технология за добив, с което се разкриват възможности за развитието на морска миннодобивна промишленост.

По-голяма част от фактическия материал е получен и обработен лично от автора през последните 15 години. Привлечени са и фондови материали на Института по океанология, получени през периода 1976–1995 г. Обработени са ядки от повече от 200 сондажа на

шелфа и дълбоководната част на басейна, от които 50 броя лично от автора. Използвани са данни от над 10 000 определения на микро- и макрокомпоненти на морската вода и дънните седименти на атомно-абсорбционен спектрофотометър Perkin Elmer 2380. Микроскопски анализ е извършен на 50 дюншлифа от ДОМУ, както и рентгеноструктурен анализ на 10 броя образци, с използване на досега извършени и публикувани анализи. Извършени са 25 броя електронмикроскопски снимки на проби от суспендирано вещество и е определен видовият състав на нанофосилите (видовият състав е определен от доц. д-р Снежана Мончева). За целите на настоящата книга са привлечени данни от определения на молюскова фауна, спорово-поленов и диатомов анализ, както и повече от 200 броя датировки по $^{14}C$, част от тях по материали на автора. Предоставени са над 2 тона материали от ДОМУ за провеждане на лабораторни и полеви изпитания на колективи от Аграрния университет – Пловдив, Института по физиология на растенията "Акад. М. Попов" при БАН и други. Привеждат се резултати от многобройни дълбоководни огледи на морското дъно с подводен обитаем апарат РС-8В. По-подробно прилаганите методи се разглеждат в отделните глави, което дава по-голяма яснота на изложението.

Освен потвърдителния характер и реинтерпретация на някои научни постановки, свързани със стратиграфията и литолого-геохимичните особености на плейстоцен-холоценския комплекс от западната част на Черно море, са получени и редица нови научни резултати:

1. Прилаганият комплекс от биостратиграфски методи и радиовъглеродни датировки позволи да се изясни катастрофалният характер на природните събития, протичали през горния плейстоцен и холоцена.

2. Получени са неоспорими геологически доказателства за катастрофалния характер на събитието, които се свеждат до:

• Наличие на погребани древни брегове, разположени на дълбочини 90–120 m.

• Образуване на дълбоководни сапропелни утайки, които се явяват продукт на разразилата се екологична катастрофа.

• Възникване на сероводородно заразяване.

3. Литолого-геохимичните изследвания на ДОМУ позволиха да

се охарактеризира биолитно-минерална суровина като геоекологичен ресурс с ценни качества и многоцелево приложение.

4. Внедряването на ДОМУ като агробиологична суровина е колективен труд на океанолози, геохимици, агрохимици и агробиолози от ИО – БАН, ИФР – БАН, ГИ – БАН, ЦЛМК – БАН, и Аграрния университет – Пловдив.

Получените научноприложни резултати позволяват внедряването на продукта в различни сфери на националното стопанство. Това ще доведе до създаването на нови работни места, пазари, както в сферата на услугите, така и в сферата на високите технологии, ще създаде условия за възникване на нови стопански отрасли, ще се създадат нов тип изделия.

***В суровинния баланс на страната ще се включи нов тип комплексна суровина. На базата на представеното в настоящия труд ноу-хау нашата страна има изключителния шанс да задоволява не само своите нужди от естествени органогенно-минерални торове, но и да се превърне в износител на продукция за световните пазари.***

# ГЛАВА ПЪРВА

## ОБЗОР НА ИЗСЛЕДВАНИЯТА И ФАКТОРИ НА ФОРМИРАНЕ НА СЕДИМЕНТНИЯ КОМПЛЕКС НА ДЪНОТО НА ЧЕРНО МОРЕ

### 1.1. Обзор на изследванията

Изследванията върху различни аспекти на природата на Черно море датират отпреди повече от 100 години и са извършени от руски, английски, германски и американски експедиции (Шнюков, Зиборов, 2004). По време на дълбоководна експедиция, проведена през 1890 г. (Андрусов, 1892), са били получени първите сведения за морфологията, циркулацията на водните маси, хидрохимичния режим, строежа на рахлата седиментна покривка и произхода на Черноморската впадина. За първи път Андрусов (1892, 1961) съобщава за наличието на сероводородна зона в Черно море. От 1897 г. датират изследванията с английския хидрографен кораб "Кокетрайс" главно върху релефа и хидробиологията на прибрежната част на морето за целите на навигацията. Задълбочени комплексни изследвания по изучаването на биологията, хидрологията, хидрохимията и геологията на Черно море са били извършени от специалната Азовско-черноморска експедиция през 1927–1930 г. под ръководството на Н. Книпович (Книпович, 1933). Особен интерес представляват изследванията върху геоложкия строеж на басейна, проведени от Архангельский и Страхов през 30-те години и обобщени в монографията "Геологическое строение и история развития Черного моря" (1938). Основните идеи, заложени в този труд, не са загубили своята актуалност и днес.

Българските изследвания върху природата на Черно море датират от края на 20-те години на XX в. Първите публикации имат преди всичко описателен характер и засягат биологията, хидрологията и хидрохимията на морската вода, геологията и геоморфологията на крайбрежието и дъното (Иванов, 1925, 1927, 1940; Караогланов, Хаджиев, 1926; Нечаев, Ангелов, 1935; Чернев, 1937; Нечаев, 1938; Вълканов, 1946; Гълъбов, 1949; Канев, 1960; Кънева-Абаджиева, 1962).

Очевидно е, че първите наши изследвания в Черно море имат за цел да обезпечават зараждащия се в страната промишлен риболов.

През 1932 г. е създадена Морската биологична станция към СУ "Св. Кл. Охридски" във Варна, а през 1936 г. – Морската биологична станция в Созопол, които през 1954 г. се сливат в Институт по океанография и рибно стопанство. Интересът към геологическата океанология у нас датира от началото на 60-те години на XX в. Първите изследвания са посветени на релефа, тектониката и геологията на крайбрежието и подводния брегови склон, на прашните валежи, на състава и произхода на морските седименти и др. (Рождественский, 1963, 1964 а, 1964 б, 1966, 1967; Бончев, 1971, 1975; Дачев, 1973; Попов, Мишев, 1974; Пърличев, Марков, 1971, 1972; Пърличев, 1976 г. и др.). Със създаването през 1973 г. на Института по океанология при БАН във Варна и лабораторията по морска геология при Геологическия институт при БАН (ГИ – БАН) бяха осъществени реални предпоставки за развитието на геологичната океанология. През 1975–1990 г. с участието на специалисти от Института по океанология и ГИ–БАН бяха извършени много съвместни българо-руски и българо-украински експедиции по проекта "Световен океан". Резултатите от тези изследвания бяха обобщени в монографията "Геология и гидрология западной части Черного моря" (1979) и сборниците от статии "Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря" (1980), "Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря" (1984), "Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заряжения" (Гавшин и др., 1988), "Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время" (1990).

Широка научноизследователска програма върху геоложкия строеж, литологията и геохимията на дънните седименти на Черно море е изпълнена през 1969 г. от експедицията на Уудсхолския океанографски институт с научноизследователския кораб "Атлантис II" (Ross, Degens, 1974). По-късно, през май-юни 1975 г. по програмата DGOIDES със сондажния кораб "Гломар Челинджър" в дълбоководната част на Черно море бяха прокарани 3 дълбоки сондажа (С-379,С-380, и С-381), които достигат до миоцена (Ross, Neprochnov, 1978; Геологическая история..., 1980).

От 1960 г. до 1984 г. в акваторията на българския черноморски шелф са извършени сеизмични проучвания по контракт с руски организации с цел търсене на нефт и газ. През 1984–1986 г. на набеляза-

ните като перспективни структури беше проведено дълбоко търсещо сондиране с руската платформа "Сиваш" и бяха прокарани 4 сондажа.

Ако за Черно море се приеме становището, че е най-изученият басейн на планетата, то за българския сектор трудно може да се намери подходящо определение. Независимо от високата степен на изученост интересът към неговите екологични проблеми нараства. През 1988 г. в акваторията му (турската икономическа зона) бяха извършени експедиционни изследвания с американския научноизследователски кораб "Кнор". През последните 10 години в българската акватория на Черно море бяха проведени многобройни комплексни океанографски експедиции с научноизследователските кораби "Гл. Челинджър", "Кнор", "Акад. Б. Петров", "Витязь", "Проф. Водяницкий", "Д. Менделеев", "Ломоносов", "Академик" и др. по международни програми.

Научните изследвания през последните 10 години в Черно море решават актуални фундаментални научни проблеми. Те са свързани с литологията и геохимията на дънните седименти, геохронологията и палеогеографските реконструкции, динамиката и трансформацията на суспендираното вещество, диагенетичните и микробиологичните изменения на дънните седименти, метанообразуването и газохидратите, генезиса на сероводорода, полеоокеаноложките и съвременните фактори на формиране на природната среда, геоархеологията и др. Особено внимание е отделено на изучаване произхода, състава и разпределението на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ), както и на възможностите за тяхното приложение в различни области на националното стопанство (към ДОМУ се отнасят утайките, които съдържат повече от 3 % $C_{орг.}$). В настоящия труд ДОМУ се разглеждат като нов нетрадиционен тип комплексна суровина с многоцелево предназначение. На изучаването на сапропелните, диатомовите и коколитовите тини, възможностите за тяхното приложение и технологии за добив при състоянието им през 2005 г. са публикувани над 200 научни статии. Привлечени са и най-новите данни от проведените проучвания с научноизследователските кораби R/V "Le Suroit", R/V "Marion Dufresne" (Франция), R/V "Mare Nigrum" (Румъния) и R/V "Mediterranean Explorer" (Израел) по проект "Assemblage" по V рамкова програма на ЕС, в които авторът взе активно участие.

По инициатива на автора са проведените от 28.08.2006 до 04.09.2006 г. българо-американски изследвания с НИК "Академик" по проект, финансиран от Американската научна фондация. Проектът включва изучаване на ДНК на нанофосилите в сапропелите с цел реконструкция на условията на образуване на ДОМУ и $H_2S$ (Coolen et al, 2009). Едни от основните задачи пред нашата морска геология и геоархеология са изучаването на геокатастрофалните събития в най-новата геоложка история на басейна, разкриването и съхраняването на богатото културно-историческо наследство.

От 1990 г. акваторията на шелфа, континенталният склон и абисалното дъно бяха дадени под концесия на западни нефтени компании като Texaco, OMV и др. От 2004 г. компанията "Melrose" извършва добив на природен газ от находище "Галата".

В условията на нарастващото антропогенно въздействие съвсем естествено е към оценката за възможното използване на морските абиотични ресурси да се пристъпва внимателно и разумно на базата на комплексна оценка на факторите, влияещи върху формирането на природните геологически тела. Геоекологичният аспект на изследванията следва да обхваща както потенциалните за експлоатацията геоложки тела, така и подложените на активно антропогенно замърсяване. Особено внимание следва да се отделя на техногенните седиментни маси, депонирани в акваторията, разтоварването на подземни или изливи на замърсени води и тяхното влияние върху екологичния статус на морето. На сегашния етап на изученост на морските георесурси с потенциални възможности се оценяват находищата на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ), естествените източници на природен газ от акваторията, газохидратите, както и възможностите за използване на сероводорода като енергиен източник и за получаване на сяра и серни съединения, и други.

Настоящият труд е резултат на задълбочените изследвания на автора в областта на морската геология и дълбоководната археология и по-специално на палеоокеаноложките и геоисторичните реконструкции на природната среда през плейстоцен-холоцена, както и на условията и факторите на формиране на седиментния комплекс. Реконструкциите на палеосредата са особено важни за оценка на условията за възникването на палеолитна и неолитна култура.

Лансираната в края на 80-те години на миналия век хипотеза за геокатастрофалните събития в Черно море (Димитров, 1988; Ryan et all., 1997; Ryan, Pitman, 1998; Dimitrov, Dimitrov, 2004) предизвикаха шок в научните среди. Това беше повод за провеждане на многобройни международни морски експедиционни изследвания и международни конференции с цел корелация на геоложки, климатични и исторически събития през последните 25 хил. години. Главните научни аргументи в подкрепа на утвърдената вече теория за геокатастрофалните събития се свеждат до:

• Наличие на стара брегова линия на басейна, която се разполага на съвременни дълбочини 90–120 m, с възраст около 8 хил. години.

• Формиране на геокатастрофални органогенно-минерални утайки (сапропели) в дълбоководната черноморска котловина.

• Възникване на сероводородно заразяване.

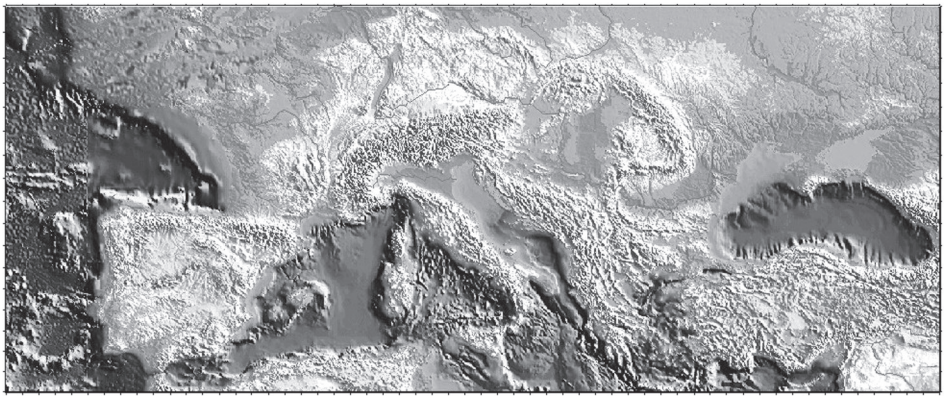
• Съществуване на немногобройни археологически доказателства, че Черноморската област е била център на високоразвита цивилизация (Варненски и Дуранкулашки некрополи, подводно селище срещу Варна).

• Съществуването на данни за културно земеделие и домашно скотовъдство.

### 1.2. Фактори на формиране на седиментния комплекс

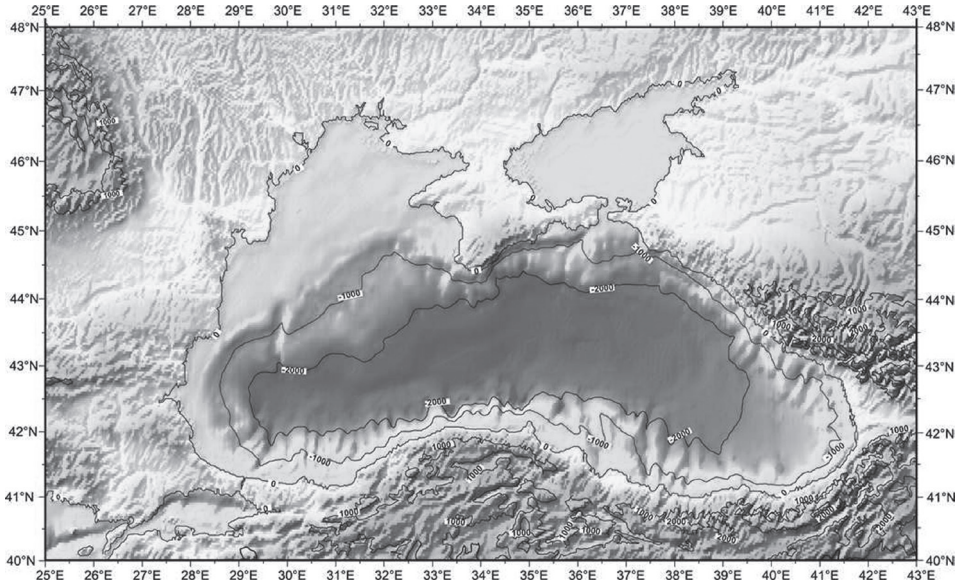
Черно море се разполага в област с географски координати 40°55,5′ и 46°32,5′ северна ширина и 27°27′ и 41°42′ източна дължина и попада в умерения климатичен пояс. В северната си част чрез Керченския проток то е свързано с Азовско море, което ние разглеждаме като залив, а на юг чрез протоците Босфора и Дарданелите – с Мраморно и с Егейско море (фиг. 1.1). Общата му площ е около 423 хил. km$^2$, а заедно с площта на Азовско море достига 460 хил. km$^2$. Най-голямата му дължина е 1149 km, а най-голямата ширина – 611 km. Максималната дълбочина на басейна е 2245 m, като средната възлиза на 1271 m. Абисалното дъно заема около 37%, от общата му площ, континенталният склон – 34% и шелфът – 27%. Площта на Изключителната икономическа зона на Република България в Черно море е около 33,8 хил. km$^2$. Общият обем на водните маси възлиза на 537 хил. km$^3$, от който водите от кислородната зона заемат едва 10%, а останалите 90% се

падат на дълбочинните безкислородни води.



Фиг. 1.1. Средиземноморска област

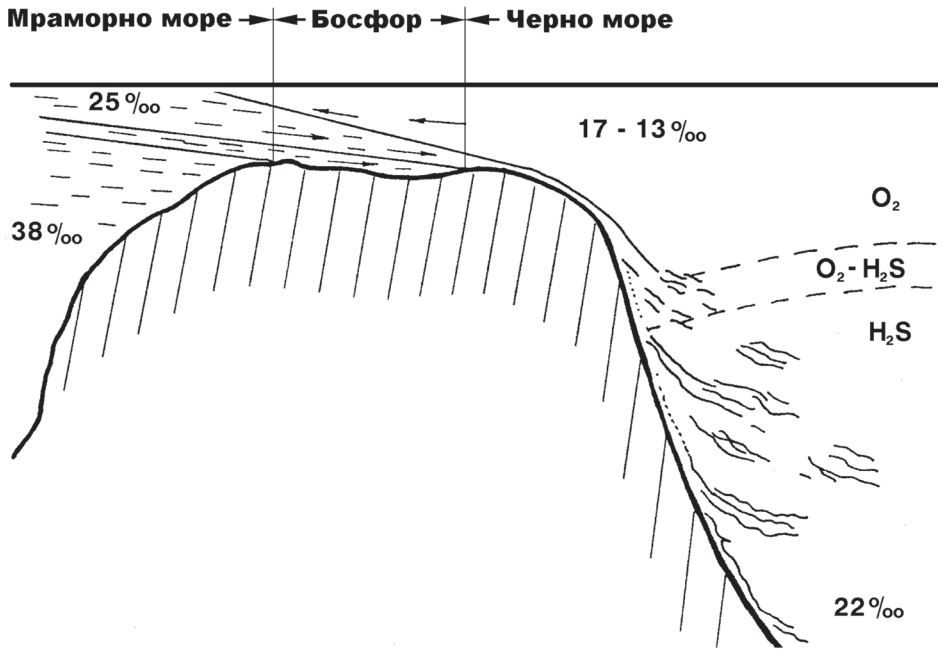
Черно море представлява вътрешен затворен басейн с всички характерни белези за океанските акватории – значителна дълбочина, голям речен отток и приток на води от Световния океан (фиг. 1.2). Това налага съществен отпечатък върху характера на съвременните природни процеси в басейна.




Фиг. 1.2. Черно море

Водните маси на Черно море се формират от континентални, валежни, мраморноморски и азовски води. Най-голям е обемът на водите, постъпващи от р. Дунав, които дават около 60% от целия континентален отток. От изключително значение за хидробиогеохимичния режим на морето е водообменът с Мраморно море. Известно е, че равнището на Черно море е с около 35–50 cm по-високо от това на Световния океан и на Средиземно море и че наклонът на повърхността на водата в Босфора е към Мраморно море.

Балансът на водообмена между Черно и Мраморно море през Босфора е ключов фактор, който определя вертикалното разпределение на солеността и плътността на водните маси. Съвременната структура на теченията в Босфора е двуслойна. Повърхностното босфорско течение изнася от Черно в Мраморно море води със соленост 17–18‰. Дебелината на водния слой варира в зависимост от сезона от 20 до 40 m. Под тази граница преминава придънното босфорско течение, което внася в Черно море мраморноморска вода със соленост 38‰. То възниква вследствие на разликите в плътността на водите от двата басейна. Скоростта на повърхностния поток при нормални метеорологични условия достига до 1,5 m/s, докато в придънния слой тя е 0,75 m/s. На фиг. 1.3 (Рождественский, 1986) е показана принципна схема на водообмена между Черно и Мраморно море. През Босфора от Черно в Мраморно море годишно се вливат около 340 $km^3$, докато обратно в Черно море постъпват около 180 $km^3$ мраморноморски води. Това означава, че ако босфорският праг бъде затворен, равнището на Черно море би се повишавало с 0,5 m годишно. Обемът на водите на Средиземно море днес е 3,7. $10^3$ $km^3$, като изпарението превишава количеството на валежите с 3. $10^3$ $km^3$ за година. При тези изчисления, ако Гибралтарският проток бъде затворен, Средиземно море ще пресъхне за 1000 години. Само за образуването на месинските евапорити преди 5,5 млн. години то би трябвало да е пресъхвало 40 пъти.




Фиг. 1.3. Принципна схема на водообмена между Черно и Мраморно море, (Рождественский, 1986)

Дълбоката Черноморска падина възниква в резултат на сравнително бързи негативни тектонски движения. Този процес е протичал на етапи и е най-интензивен в края на олигоцена преди около 25 млн. години. По-късно, през плиоцена и началото на плейстоцена, активизацията на тектонските движения довежда до нейното удълбочаване и оформяне. От времето на образуването си дълбоководната котловина постепенно се запълва със седименти, чиято дебелина по данни от сеизмичните проучвания достига 14 km. Особено динамична е геоложката история на Черноморския басейн през последните 2 млн. години. По време на континенталните заледявания той се превръща в безотточно сладководно езеро, докато през междуледниковите епохи възстановява връзката си със Световния океан чрез Босфора.

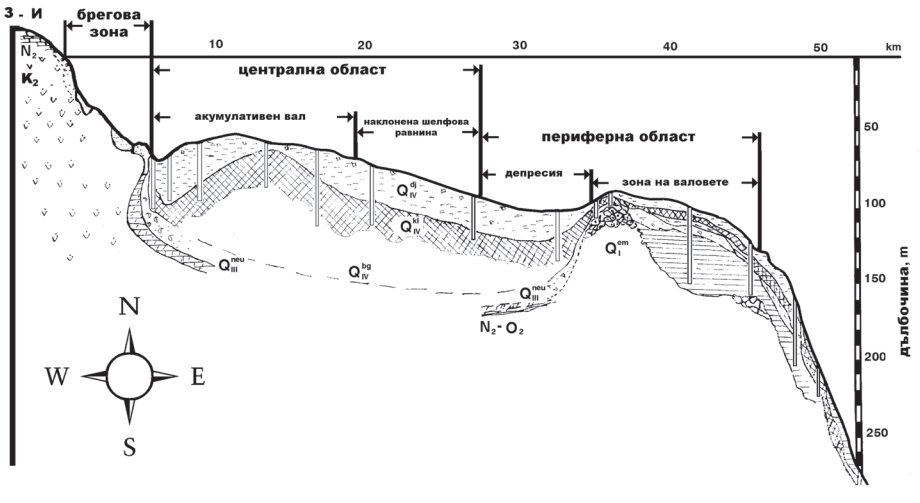
### 1.2.1. Климатични фактори на формиране на седиментния комплекс

Теорията за климатичната зоналност на утайконатрупването в океанските акватории получи своето развитие в трудовете на Лисицын (1966, 1978, 1988). В тях се изтъква закономерната връзка между натрупването на пелагични, предимно биогенни утайки, и определени климатични зони. Характерна особеност за океанските акватории е фактът, че биогенната съставляваща е повече от половината от седиментния материал, а мащабите на биогенния процес рязко превишават количествата на постъпващия теригенен материал. Изчисленията показват, че 92% от теригенния материал, внасян от реките, се отлага в периферията на океана главно на шелфа. Лисицын (1978) отделя следните типове литогенеза в океаните: ледови (южен и северен айсбергов), умерено хумиден (северен и южен), ариден (северен и южен), екваториален хумиден и като особен азонален тип – вулканногенно-седиментен.

В края на 70-те години на XX в. по въпросите на климатичната зоналност в океаните се разгоря много остра дискусия между Страхов (1976, 1977, 1978) и Лисицын (1966, 1978). Страхов (1976) лансира хидродинамичната концепция на литогенезата, приемайки, че в пределите на океаните съществуват райони с интензивни хоризонтални движения на водните маси (течения) и вертикално преместване, и пасивни – халистатичните области, където тези движения са незначителни. Най-големи са скоростите на седиментация на теригенния, биогенния и хемогенния материал в хидродинамически активни зони. Отделяйки по-голямо внимание на повърхностния слой (0–200 m), Страхов (1978) все пак отбелязва, че интензивността на вертикалния обмен, обусловен от хидродинамичния режим, е различна в различните климатични области. Без да коментираме повече дискусията, ще отбележим, първо, че в повечето случаи хидродинамичният режим е подчинен на климатичната зоналност и в някои случаи произтича от нея (като пример може да се посочи връзката на ъпуелинга с пасатните ветрове) и второ, че водните маси под 200 m дълбочина също се движат често в обратно направление, което влияе на разпределението на веществата в повърхностния воден слой.

Особените зонални типове океанска литогенеза в значителна степен засягат откритите океански акватории, докато на шелфа, явяващ се свързващо звено между континента и океана, действат и множество специфични процеси на морфо- и литогенеза.

В морфоложко отношение широките океански шелфове в умерения пояс често представляват естествено продължение на алувиално-морските равнини. Те са подложени на действието на вълнението. Преобладаващото напречно преместване на наносите предизвиква, от една страна, заравняване до 100 m дълбочина, а от друга, способства за образуването на мощни вълнови акумулативни валове, които оформят не само съвременните бариери около брега, но се проследяват като потопени или погребани реликтови форми. Те са формирани в хода на следледниковата трансгресия и в шелфовата западна част на Черно море са добре изучени (фиг. 1.4).




Фиг. 1.4. Схематичен геоложки разрез на шелфа и главни елементи на релефа (Димитров, Димитров, 2003)
$Q_I$–$Q_{IV}$ –кватернерни седименти
$N_2$–плиоцен
$K_2$–горнокредни вулканогенно-седиментни скали

В пределите на вътрешните морета от хумидната зона на умерените ширини, каквото е Черно море, реликтовите акумулативни форми са развити широко и отразяват различните етапи от плейсто-

ценската история на басейна. Устойчивата акумулация на седиментен материал в бреговата зона и шелфа е свързана с внасянето на значителни обеми пясъчен материал от сушата, главно чрез речния отток. Характерът на климата обуславя възникване в зоната на хипергенеза на образувания от типа на мономинералните тела. Преминавайки през етапа на първичната диференциация, този материал постъпва в морето и участва в създаването на дънни акумулативни форми. Често в условията на хумиден умерен климат акумулираният материал от плажовете се литифицира и при повишаване на нивото се запазва като литифицирани реликтни форми (Георгиев, 1989). Аналогичен е примерът с пясъчна банка "Кокетрайс" (Димитров, 1988, 1990). Реликтовите форми от шелфовете в умерените ширини значително се отличават от подобни в пределите на полярните шелфове. Докато в умерената зона на шелфа широко са разпространени акумулативен тип валове и коси, то за полярните ширини е характерен реликтов субаерален ерозионно-денудационен релеф (Гершанович, 1966).

Процесите на литогенеза на шелфовете в условията на хумиден, относително студен климат имат множество специфични белези. Изветрянето на многокомпонентните скали, както беше вече изтъкнато, води до образуването на значителни маси материал, който не достига до крайна степен на разлагане. Главните скалообразуващи минерали на пясъците обикновено са кварцът и фелдшпатите. За шелфа на Черно море са характерни реликтови акумулативни форми на релефа, изградени от прибрежно-морски седименти, формирането на които е свързано със стари плейстоценски брегови линии. Те са фиксирани повсеместно в приръбната част на шелфа от западната, южната и източната част на Черно море. Аналогично е и положението на новоевксинската брегова линия. Именно този тип реликтови образувания често са типични за шелфовете, разположени в умерените ширини.

Шелфът на Черно море се явява своеобразен капан за постъпващия теригенен материал. На континенталния склон, континенталното подножие и абисалното дъно ролята на теригенния материал е сведена до минимум. Главна роля тук има биогенният материал, който е резултат от високата биологична продуктивност, геохимичните бариерни зони и геокатастрофалните събития, последните от които по същество се явяват екологическа катастрофа, която води до лавинно

натрупване на огромни количества биогенен седиментен материал. Съотношението на биогенния към постъпващия теригенен материал в дълбоководната черноморска чаша е 85:15 % (Димитров, 1990).

Климатът на изследваната акватория и крайбрежието от западната част на Черно море е твърде специфичен и е следствие от въздействието на три основни компонента: умереноконтинентален от север, средиземноморско влияние от юг и собствено черноморско влияние от изток. На основата на изброените съставляващи на климата изучаваната област се отнася към умеренохумидната климатична зона.

### 1.2.2. Основни източници на седиментен материал и особености при постъпването му в акваторията

Голямото разнообразие на литолого-стратиграфски свити, изграждащи Черноморското крайбрежие, обуславя разнообразието на седиментите на плажа и шелфа.

Общата водосборна площ на Черноморския басейн възлиза на около 1,875 млн. $km^2$, скалите на която се явяват основен източник на теригенен материал, който се внася в Черно море от над 500 реки. От абразията на бреговете ежегодно в морето постъпват около 27,4 млн. $m^3$ наноси (Пейчев, 2004). Най-голямо значение като източник на теригенен материал имат реките Дунав, Днепър, Днестър, Южен Буг и др. Ежегодно в Черно море те доставят около 144 000 000 t/y твърд материал (Dimitrov, et al 2003). Най-голям твърд отток има р. Дунав – 30 000 000 t/y (Panin, Jipa, 1998). Схемата на съвременната циркулация на водните маси е такава, че огромните обеми наноси от изброените реки (на първо място Дунав), се пренасят по дължината на западния шелф на юг-югозапад обуславяйки високи темпове на седиментация.

В условията на редуващите се регресии и трансгресии на басейна през последните 2 млн. години се е извършвала периодична смяна на областите на проява на отделните хидродинамични фактори – тяхното изместване в едни случаи е към брега, а в други – към морето. При регресия или трансгресия подводният брегови склон се преработва от вълнението в условията на прибойната зона, след което се погребва при трансгресия или попада в субаерална среда при регресия.

Съдейки по обемите на твърдия отток реките на Българското крайбрежие внасят несравнимо по-малко теригенен материал, отколкото северозападните реки на Черно море. Немалки обеми постъпват така също за сметка на абразията на западните брегове. При обща дължина на бреговата линия на България 378 km активно се абрадира ивица в продължение на 226,4 km. Скоростта на абразията на различните участъци се колебае от 0,01 до 0,30 m/y. По цялото крайбрежие в морето постъпва около 467 100 t/y теригенен материал (Пейчев, 2004). Тази величина обаче съставлява около 3% от общия твърд отток на северозападните реки. По такъв начин е очевидна доминиращата роля на дунавския отток при подхранването на западния шелф със седиментен материал. Според оценките на Тримонис (1975) повече от половината наноси на р. Дунав са представени от едро- и дребноалевритов материал, а останалата част – от пелитов. Отчитайки схемата на циркулация на повърхностните води, следва да се очаква, че най-набогатени на суспендирано вещество са дунавските води (до 10 mg/l), намиращи се на 20–30 km източно от устието (Шимкус и др., 1976), които образуват ивица, изтеглена на югозападно направление.

Повърхностните течения на западния шелф образуват антициклонални завихряния във Варненския и Бургаския залив, където се забелязват повишени темпове на утайконатрупване.

Както вече беше отбелязано, при силни северни и североизточни ветрове на западния шелф на Черно море възникват не само силни повърхностни (1,3–1,5 m/s), но и придънни течения (до 1,3 m/s) с SE и SW направление, действащи в ивица с дълбочина 20–40 m (Лонгинов, 1966). Близки и аналогични по стойност са скоростите на теченията и на периферията на шелфа (Димитров, 1990).

Такива течения са способни да пренасят материал с размери до гравий и да размиват дъното, покрито както с тинести, така и с пясъчно-алевритови и гравийни наслаги. По кривата на Хюлстрем (Лонгинов, 1966) размив на чисто пелитови тини става при скорости на теченията около 0,5–0,7 m/s, на алеврити – при 0,2–1,5 m/s, на чакъл – при 1,5–3 m/s. Тези величини са действителни само за монодисперсни утайки. Размивните скорости за полидисперсните утайки обикновено се определят по най-едрите фракции. Вижда се, че даже при неголеми примеси от пелит величината на размивната скорост забележимо на-

раства и обратно, неголемите добавки от груб материал в пелитовите тини съществено я понижават.

При западни и северозападни ветрове на западния шелф на Черно море, в противовес на повърхностните течения с източно направление, се генерират компенсационни придънни течения, насочени към брега. Това особено ясно е изразено на юг от нос Калиакра. По такъв начин през отделни периоди утаечният материал се увлича в движение, напречно на шелфа.

Ще отбележим, че при южни ветрове на места възникват придънни течения със северно направление. По такъв начин западният шелф на Черно море се характеризира със сложна хидродинамика, което, както ще видим по-нататък, предопределя много особености на съвременното утайконатрупване.

Освен екзогенните източници на седиментен материал в акваторията, съществуват и други източници, чиято роля и досега се игнорира. Става дума за внос на значителни количества глинест материал и подземни пресни води, които постъпват в акваторията по разломи на дъното, от газови фонтани и кални вулкани.

По някои данни (Павлов, 1968; Шнюков и др., 1999) подземният отток по различни оценки варира от 3,3 до 130 $km^3$/y. Подводни (субмаринни) източници на прясна вода са известни на много места в Черно море (Шнюков и др., 1999; Месхетели и др., 1992). На българския шелф и горната част на континенталния склон в района на Резовския каньон на дълбочина 159 m е открита аномалия на солеността, която възлиза на 13,33 ‰ при фонова соленост 20,995 ‰ (Шнюков и др., 1999). Подобни аномалии са открити и в Балчишкия залив (Dimitrov et al., 1994; Палий и др., 1994; Траянов и др., 2000).

Приведените данни позволяват да се направят следните изводи за източниците на утаечен материал, постъпващ на шелфа, и за особеностите на този процес в различни участъци от Западното крайбрежие на Черно море:

1. Мобилизацията на утаечния материал от прилежащата суша се извършва в условията на умеренохумиден климат (Лисицын, 1978). Тук се формират маломощни кори на изветряне и преобладава механичната подготовка на материала за изветряне (разрушаване).

2. Източници на утаечен материал са разнородните по строеж

и състав геоложки разновидности, изграждащи крайбрежната суша. Тук могат да бъдат отделени три самостоятелни подхранващи провинции. Постъпването на утаечния материал на шелфа се осъществява благодарение на твърдия отток на реките с постоянен и епизодичен отток, в резултат на ерозията на бреговите склонове и абразия на бреговете.

3. Източници на теригенния материал, внасян в басейна, са скалните формации на сушата. Големите реки доставят ежегодно около 144 млн. t твърдо вещество във вид на песъчливо-тинест материал. Особено голяма е била тяхната роля през времето на регресията на басейна, когато те са формирали в пределите на шелфа алувиално-морски равнини.

4. Особености на веществения състав на плажовете и дънните седименти на крайбрежната област на шелфа свидетелстват за това, че те се формират за сметка на близко разположените източници и отразяват петрографския състав на скалите от сушата (Рождественский, 1966).

5. По химичен, минерален и гранулометричен състав на пясъчните наслаги на плажовете и прибрежното плитководие са отделени три подхранващи провинции (Dimitrov et al, 2003), които имат отличителни особености: в северната провинция техният състав е предимно карбонатен; в средната преобладава кварцовият пясък; а в южната се наблюдава рязко увеличение на количеството на тежката подфракция на утайките и намаляване съдържанието на карбонатите.

6. Във връзка с отсъствието по крайбрежието на България на големи реки – основни доставчици на теригенен материал, се отбелязва дефицит на такъв материал, постъпващ в сегашно време на шелфа. В резултат на това разпространението на пясъчните наслаги се ограничава предимно от зоната на плажа и областта на малките дълбочини, където тези седименти образуват акумулативни тела в подводния брегови склон.

7. Постъпващият на шелфа теригенен материал се трансформира и се разпределя в съответствие с проявата на различни фактори в различни зони на шелфа (вълнение, течения).

8. Към другите фактори за постъпване на води и седиментен материал от дъното на Черно море се отнасят постъпващият отток от субмаринно разтоварване на пресни води от малм – валанжкия водо-

носен хоризонт, както и глинестият материал, постъпващ на дъното от ерупцията на подводните кални вулкани и газови факели.

### 1.2.3. Хидродинамични фактори на формиране на седиментния комплекс

Главна причина за движението и разпределението на седиментния материал на шелфа, континенталния склон и абисалното дъно е енергията на водните маси, променлива по интензивност и непостоянна във времето и пространството. При това в различните морфоложки зони (шелф, континентален склон, абисално дъно) се проявяват различни по генезис и по интензивност хидродинамични фактори. Наличието на достатъчно данни от измерванията на теченията на шелфа, както и на данни от минераложката диференциация на повърхностния слой на дънни утайки позволява с голяма достоверност да бъдат възстановени хидродинамичните фактори на формиране на седиментния комплекс.

В условията на редуващите се регресии и трансгресии на басейна през плейстоцена се е извършвала периодична смяна на областите на проява на отделните хидродинамични фактори и тяхното изместване – в едни случаи към брега, а в други към морето. Вече е установено (Щербаков и др. 1978; Димитров 1978; Димитров, Димитров, 2003), че шелфът нееднократно е бил осушаван по време на ледниковите регресии и морското равнище е било по-ниско от съвременното, достигайки дълбочина 60–80–120 m. В тези случаи, при регресия или трансгресия, подводният брегови склон се преработва от вълнението в условията на прибойната зона, след което се погребва при трансгресия или попада в субаерална среда при регресия.

На общия фон на закономерните изменения на гранулометричните характеристики на седиментите от брега към морето често се срещат аномални участъци на дъното, предизвикани от спецификата на хидродинамичния режим. Подобни аномалии добре са показани за шелфа на Беринговo море (Гершанович, 1966) и за външния шелф на много морета и океани (Шепард, 1969). Аналогично явление на контрастна смяна на алевропелитови утайки със среднозърнести пясъци на приръбната част на шелфа е описано за западната част на Черно море (Димитров, 1978). Въпросните аномалии са привързани към

системата от интензивни придънни течения, чиято скорост достига 70 –130 cm/s (Димитров, 1990).

В прибрежната (вътрешната) част на шелфа (фиг. 1.4), на малки дълбочини, където става трансформация на вълните, тяхната деформация и разрушение, се извършва процес на преразпределение на вълновата енергия и турбулизация на водните маси. Хидродинамичният режим е най-активен и зависи от вълнението и възникващите течения (Лонгинов, 1966; Шадрин, 1972), които могат да бъдат успоредни или напречни на брега (енергетични, градиентни, компенсационни). В резултат от действието на вълнението и в зависимост от неговата интензивност, посока и структура в прибрежната зона се извършва диференциация на седиментния материал (по едрина и обемно тегло), неговото суспендиране и преместване. Едновременно и взаимосвързано с този процес се извършват деформации на релефа на дъното. Този процес в природни условия е изключително сложен, особено в най-горната част на подводния брегови склон, където става окончателно разрушаване на вълните.

В акумулативните участъци от крайбрежието (в условията на "излишък" от теригенен материал) задължителен стадий в развитието на профила на дъното в процеса на приближаването му към равновесие е образуването на 1–2 или повече паралелни на брега подводни валове, т.е. образуването на акумулативни форми. Под въздействието на надлъжно-бреговите течения при наличие на значително количество седиментен материал в зоните на снижаване на скоростта на теченията (обикновено при смяна на посоката или други причини) в районите на носовете се извършва формиране на акумулативни форми от типа на пясъчните коси, ориентирани по направлението на течението или по конфигурацията на брега. Като пример в това отношение могат да служат носовете Калиакра и Емине, където се извършва рязка смяна на посоката и скоростта на надлъжно-бреговите течения и са формирани обширни акумулативни тела, наречени съответно Калиакренски и Еминski вал. Заедно с преформирането на релефа под въздействието на вълнението и теченията става преразпределяне на седиментния материал в прибрежната област. Най-грубозърнести и слабо сортирани са плажовите пясъци, което се обяснява с неговата динамика следствие на действието на прибойния поток. В зоната

на подводните валове и понижения, където се наблюдава интензивна динамика на водните маси, материалът е по-дребнозърнест и по-добре сортиран. В по-дълбоките части на подводния брегови склон е характерно наличието на дребнозърнест материал с преобладаване на алевритовата фракция.

В централната област на шелфа (фиг. 1.4), където непосредственото енергетично въздействие на вълнението върху дъното е сведено до минимум, главен релефообразуващ фактор са дрейфовите течения. Направлението на основната струя на теченията е обикновено от север на юг, което обуславя транспортирането на теригенен материал с дунавски произход и отлагането му на централната акумулативна шелфова равнина. Теченията пред българския бряг са с непостоянен характер. Те зависят преди всичко от ветровете и в по-малка степен от силите на Кориолис. През пролетта и отчасти през зимата, когато хидрометеорологичната обстановка е по-динамична и доминират северните ветрове и постъпването на речния отток е в максимални количества, преобладават южните течения и респективно южният пренос. През лятото и есента доминират южни ветрове и преобладават теченията, насочени на север. Средните годишни резултати показват (Рождественский, 1967), че южните посоки на теченията в повечето случаи доминират, въпреки че не липсват ивици в крайбрежните зони с преобладаваща северна посока във връзка с разслоеността на водната маса и сезонната хидрологична и метеорологична обстановка, поради което се установяват в много случаи разнопосочни течения. За централната област на шелфа са характерни т.нар. компенсационни течения в придънния слой, насочени противоположно на повърхностното южно течение, което в много случаи ускорява седиментацията. Компенсационните течения са генетично свързани с прибрежната зона, но се разпространяват и на по-големи дълбочини, особено по време на екстремални щормови явления. Те подпомагат изнасянето на разнозърнест седиментен материал и в много случаи предизвикват аномалии в механичната диференциация (Рыжков, Ковешников, 1963).

Важен хидродинамичен фактор със слабо изучено въздействие върху седиментационните процеси са местните циркулации, свързани с възникването на мезомащабни вихрови системи (рингове) в районите на носовете. Влиянието на такива циркулации понякога об-

хваща целия шелф (Демин, Трухчев, 1987).

Локалните повишения на скоростта на теченията в придънния слой могат да бъдат свързани с резки изменения в морфологията на дъното (Рыжков, Ковешников, 1963). Подобен феномен е наблюдаван по време на спусканията с подводния обитаем апарат РС-8 в приръбната част на шелфа, където се среща редуване на широки 200–300 m до 1 km ивици от алевритов и пясъчен материал сред пелитови тини. Този факт се обяснява със съществуването на полета с по-високи (размивни) скорости на теченията, при което дребните частици се изнасят от утайката.

На периферията на шелфа на дълбочини 80–100–150 m (фиг. 1.4) влиянието на вълнението върху формирането на седиментите е незначително или отсъства. Въз основата на съществуващите данни за други части на океана важен фактор във формирането на седиментите са т.нар. вътрешни вълни и генерираните от тях турбулентност и придънни течения (Димитров, 1990). Благодарение на голямата им дължина на вълната (от порядъка на стотина метра) вътрешните вълни би трябвало да се деформират в приръбната област на шелфа. Характерните за тези вълни скорости на движение от порядъка на няколко cm/s са достатъчни за поддържане в суспензионно състояние на алевритовите и пелитовите частици и могат да обезпечават техния транспорт към дълбоководието. Този механизъм е един от възможните за обяснение на отклоненията от нормалната механична диференциация на периферията на шелфа.

По съществуващи данни (Гершанович, 1966; Шепард, 1969; Димитров, 1978) аномалното отклонение от нормалната механична диференциация на периферията на шелфа може да се дължи на наличието на по-стари седименти, реликти от стари брегови линии (фиг. 1.4). Естествено възниква въпросът защо реликтовите седименти на периферията на шелфа се разкриват непосредствено на дъното или са припокрити от маломощна покривка. Специално изпълнените инструментални измервания на скоростите и посоката на теченията в приръбната област на шелфа (Рыжков, Ковешников, 1963) са показали, че там се образуват кръговрати, които се наслагват на генералния поток, което води до обособяване на зони на конвергенция и дивергенция. В тези зони скоростите на теченията нарастват до 25–30 cm/s, което не позволява седиментацията на финозърнест алевро-пелитов материал и органо-

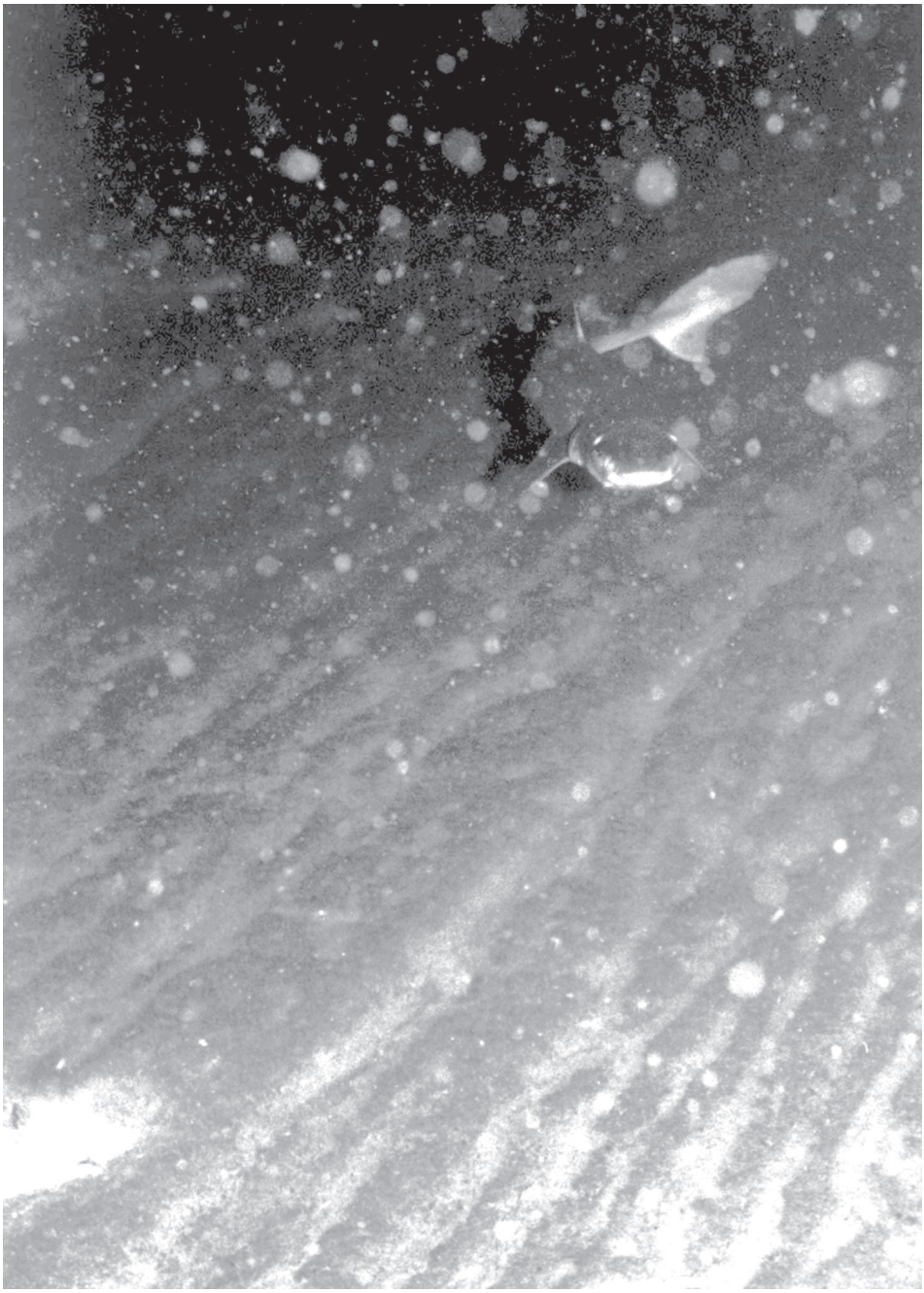
генна материя. Извършените от нас инструментални измервания на теченията и визуален оглед с ПОА "РС-8" в областите на размив или нулева седиментация показват скорости от порядъка на 50–80 cm/s. Това показва, че седиментният материал се пренася транзитно и се отлага извън неговите пределите (Айбулатов и др., 1992).

На шелфа преобладава хидрогенният пренос на седиментния материал (по изобатите) над гравитационния пренос (към морето) (Айбулатов и др., 1992), което е характерна особеност за динамиката на шелфа на безприливните морета. Хидрогенните форми на релефа (рифели) са ориентирани по основната струя на черноморското течение (фиг. 1.5).

Преходът от шелфа към континенталния склон е област на проява на интензивни хидродинамични процеси, обусловени от допълнителни хидродинамични и хидрохимични фактори. За тази зона е характерен хидродинамичният пренос на седиментния материал под формата на т.нар. контурни течения (Айбулатов и др., 1992). Те представляват естествени улеи, по които се стича органогенно-минерална материя по направление на максималните скорости на придънните течения (фиг. 1.5).

В зоната на външната тераса (105–110 m) се срещат все още рифели на течения, ориентирани по оста на основното черноморско течение. Повърхността на дъното е "бронирано" от едри екземпляри древни видове молюскова фауна с горночаудинска възраст. Под тях лежат прибрежноморски чакълно-черупчести седименти. Отсъствието на съвременен седиментен материал тук свидетелства за интензивността на основното черноморско течение.

Надолу по склона (под 110 m) се наблюдава масов пренос на седиментен материал чрез влачене и салтация по направление на изобатите. Количеството на суспендирания материал е значително и трудно се вижда границата вода-дъно през илюминатора на ПОА. Потокът от частици и агрегати, влачен със скорост 10–15 cm/s и височина 2 m, показва огромен разход на седиментен материал.



Фиг. 1.5. Контурни течения на границата шелф – континентален склон (дълбочина 94 m, Димитров, 1990)

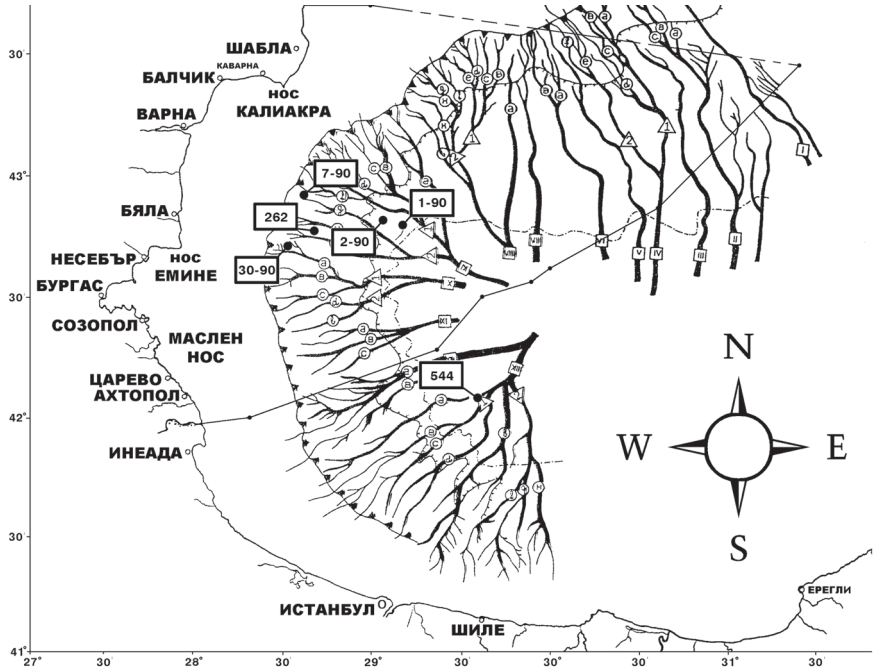
При ширина на участъка 13 km (дълбочина 110–555 m), при скорост на пренасяне от основното черноморско течение (контурни течения) и при концентрация на суспендиран материал около 20 mg/l разходът на седиментен материал възлиза на около 1 t/h, което прави повече от $100.10^3$ t в годината (Айбулатов и др., 1992). Седиментният материал, който се намира в състояние на влачене и салтация, е предимно биогенен (70–80%) и при непосредствен оглед през илюминатора напомня тополов пух. Преходът шелф-континентален склон се фиксира до зоната на сероводородното заразяване.

Представата за относителния покой на водните маси в дълбоководната черноморска чаша през последното десетилетие беше нарушена. Обменът на дълбочинните води на басейна е непрекъснат процес, който протича под различни форми. Пълният обмен на дълбочинните води се осъществява за период от около 500 години (Рождественский, 1986) главно чрез издигането им под формата на ъпуелинг (Демиров и др., 1988).

Факторите, които влияят на формиране на седиментния комплекс на континенталния склон и абисалното дъно, са комплексни и недостатъчно изучени.

Известно е, че континенталният склон е набразден от ветрилообразна речно-долинна система (фиг. 1.6), (Крыстев, Мельник, Йорданов, 1990), която се отличава със специфичен хидродинамичен режим. През 1983 г. при изучаване на Резовската подводна долина на дълбочини 970 m в придънния слой бяха извършени измервания на теченията с измерител RCM-4. Резултатите показаха, че в осите на долината скоростта на течението е от 1–2 cm/s и достига до 10 cm/s (Димитров, 1990). Късометражното сондиране показа, че на много места в осите и склоновете на долините съвременни и холоценски утайки отсъстват, особено на места с по-големи наклони на дъното (фиг. 1.6). Аналогични резултати бяха получени при изследването на Варненския каньон с ПОА "Аргус" през 1985 г. на дълбочина 500 m (Димитров, 1990; Айбулатов и др., 1992). В оста на долината се наблюдават активни свличания от холоценски утайки (сапропелови и коколитови тини) по повърхността на отдолу лежащите плътни новоевксински тини. При най-малкото докосване на апарата до дъното се формира суспензионен поток, който се разпространява надолу по склона като димна завеса. Според Айбулатов и др. (1992) гравитаци-

онните свличания, турбидитните и суспензионните потоци са често срещано явление на континенталния склон.




Фиг. 1.6. Схема на подводните долини и каньони в западната част на Черно море (по Крыстев, Мельник, Йорданов, 1990) и граници на българската икономическа зона в Черно море (границата между българската и румънската икономическа зона е условна).

На континенталния склон най-масово разпространение имат гравитационните микроформи, образувани в резултат на преместване на рахлите утайки надолу по склона и са представени от многобройни форми на откъсване и свличане. Срещат се дълги коритообразни бразди, по които се движат суспензионни потоци с малка мощност. На изследваните два полигона (Варненски и Резовски каньон) се срещат аналогични форми на пренос на седиментния материал. Често или повсеместно се срещат натечни форми, твърде нестабилни, с ширина 2–3 m и височина 15–20 cm. В подножието на континенталния склон и абисалното дъно масово са развити процесите на брекчиране. Върху повърхността на дъното се наблюдават следи от суспензионни потоци.

Като цяло активните хидродинамични процеси са важен фактор в подготовката, транспорта и отлагането на седиментния материал на

шелфа. На континенталния склон и абисалното дъно хидродинамичната активност се обуславя от суспензионните потоци, гравитационното свличане и брекчиране.

### 1.2.4. Влиянието на явлението ъпуелинг (upwelling) при формиране на седиментния комплекс

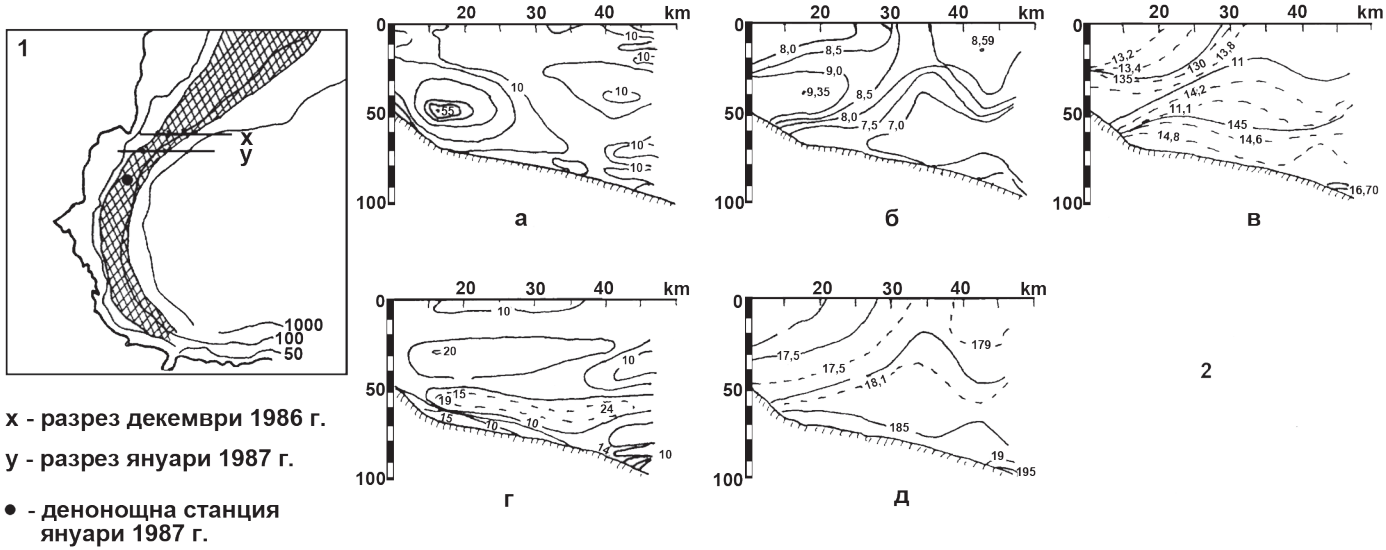
Характерна особеност на структурата на водните маси на Черно море е наличието на дълбоководния сероводороден слой (ДСС), който заляга на дълбочина под 130–200 m. По своите свойства той рязко се отличава от горележащия повърхностен слой (ПС). По тази причина за обяснение на измененията в химическите и биогеохимическите процеси, протичащи във водните маси и на дъното, от особено значение е явлението ъпуелинг, чрез което се осъществява издигането на дълбочинни води, по-солени и богати на биогенни елементи от ПС.

Интензивността на явлението ъпуелинг, както е известно (Гилл, 1986), е пропорционална на изменението на стойността на екмановия поток в областта на издигане. В прибрежните райони такова изменение се създава под въздействието на надлъжнобреговите ветрове.

В Черно море ъпуелинг е наблюдаван в неговата северозападна част. Изследванията, провеждани в този район (Tholmazin, 1985), са показали, че издигането на дълбочинни води под въздействието на вятъра води до съществени изменения на хидрофизичните показатели и до увеличаване на биологическата продуктивност.

Резултатите от експедиционните изследвания през май, август и декември 1986 г. (Демиров и др., 1988) показаха, че в западната част на Черно море прибрежен ъпуелинг възниква под въздействието на силни южни или югозападни ветрове, което позволи да се определят главните промени, които настъпват в разпределението на основните хидрофизични и хидрохимични параметри на морската вода при издигане на води от ДСС.

Както е известно, теченията на шелфа от западната част на Черно море до голяма степен се определят от допирателното напрежение на вятъра. Действието на вятъра може да предизвика промяна на течението в противоположна посока, както това е било наблюдавано през декември 1986 г. източно от нос Калиакра (фиг. 1.7). За този район са характерни течения в южно направление. Под действието на силни южни ветрове течението завива на север-североизток (фиг. 1.7а).




Фиг. 1.7. Схема на разположение на океаноложките станции и разпределение на главните показатели (Демиров и др., 1988)

а – надлъжно брегова съставяща скоростта на теченията (cm/s);

б – съставяща на скоростта на теченията, напречна на брега;

в – разпределение на температурата (°C);

г – разпределение на солеността (‰);

д – разпределение на плътността (σ t);

1 – площи на проникване на дълбочинни води на шелфа;

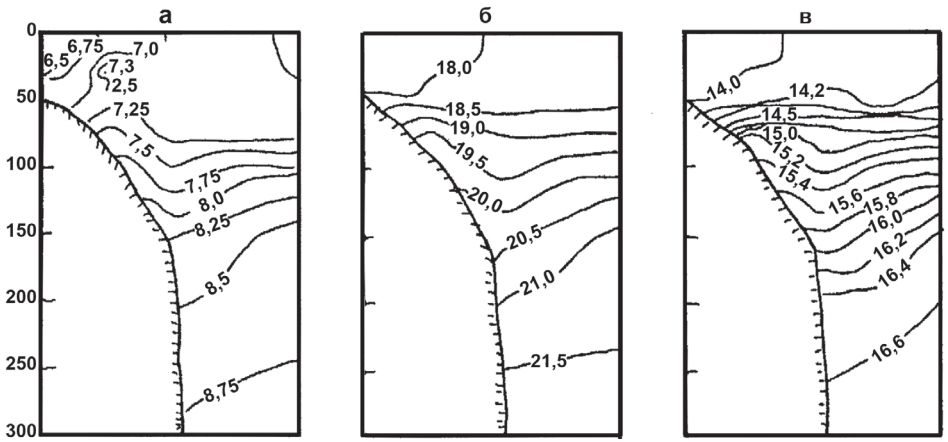
2 – разпределение на основните хидрофизични параметри (декември 1986 г.)

Съответно разпределение на съставките на теченията и характеристиките на термохалинната стратификация са представени на фиг. 1.7.

Действието на силните южни ветрове предизвиква нормален към брега екманов пренос (фиг. 1.7 б). В придънния слой се формира област на ъпуелинг, в която движението на водните маси е насочено към брега. Област на вторичен ъпуелинг се разполага над континенталния склон и ръба на шелфа. В нея се извършва издигане на по-солени води от ДСС на шелфа (фиг. 1.7 б, г).

В разпределението на надлъжно бреговата съставяща на скоростта (фиг. 1.7 а) и температурата (фиг. 1.7 в) се отделя струйно течение. Максималната измерена скорост в него е 55 cm/s. Известно е, че наличието на струйно течение при ъпуелинг обяснява и запазването на потенциалния вихър. В разгледания район струйното течение осъществява пренос на относително топли води от юг на север (фиг. 1.7 в). Областите на ъпуелинг са ограничени отгоре от слоеве с високи градиенти на солеността (фиг. 1.7 г) и плътността (фиг. 1.7 д) и се характеризират с повишена вертикална устойчивост.

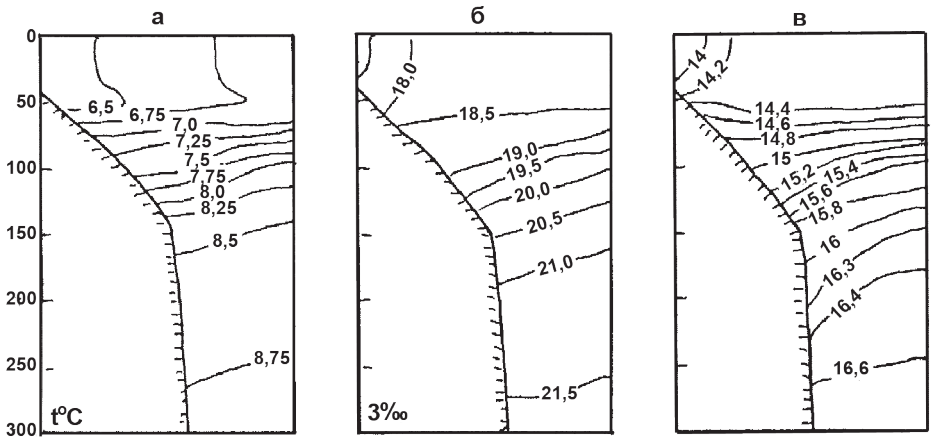
Аналогични особености в разпределението на температурата, солеността и относителната плътност (фиг. 1.8) са наблюдавани и на варненския разрез.



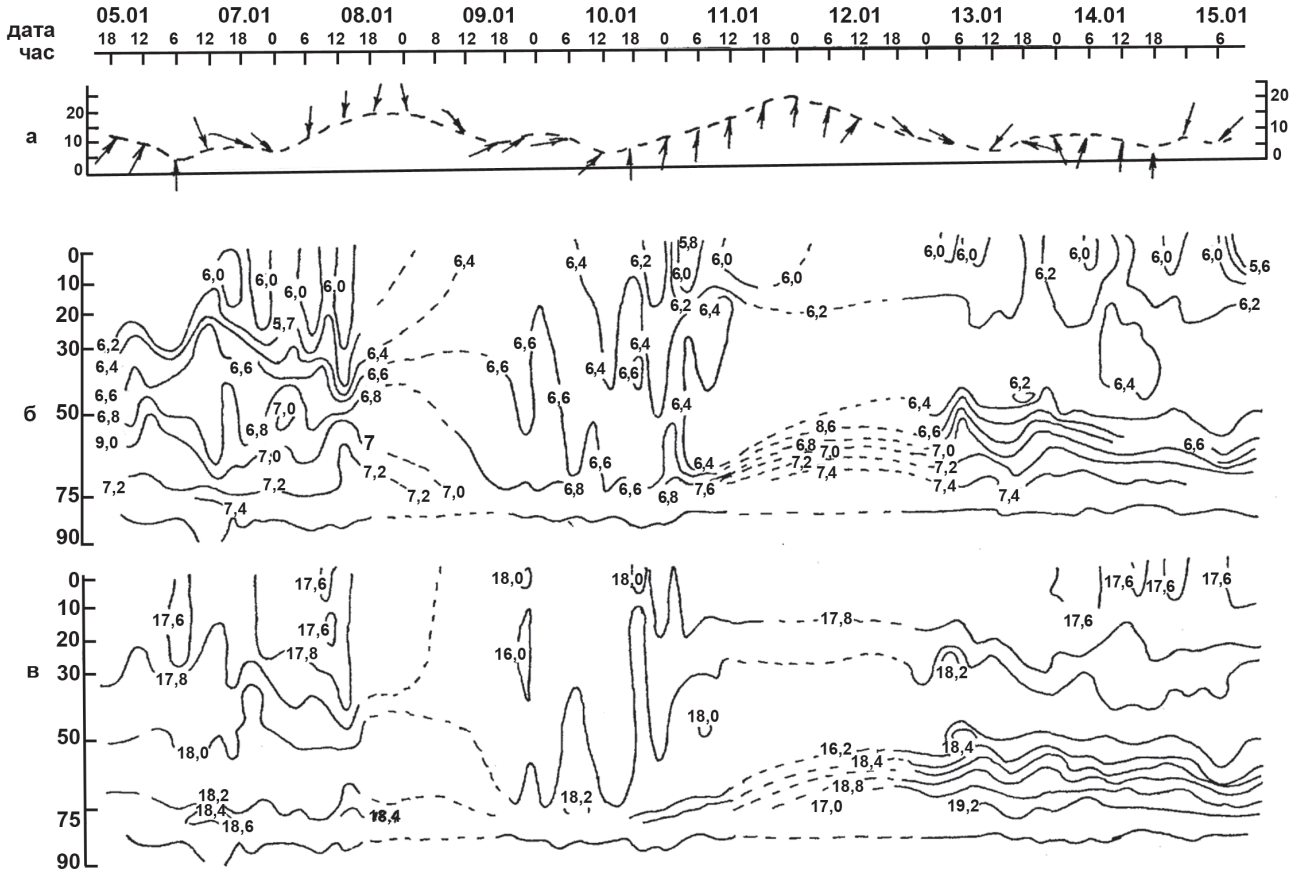

Фиг. 1.8. Профили на вертикално разпределение (Демиров и др., 1988):
а – температура на водата (°C);
б – соленост (‰);
в – условна плътност (σ t) при SW вятър

Измерванията са извършвани в условията на силен югозападен вятър. Ефектите, създавани от вятъра, добре се илюстрират, ако сравним фиг. 1.8 с разпределението на температурата, солеността и относителната плътност на разрезите, получени при хидроложка снимка в западната част на Черно море на 15–16 януари 1987 г. в условията на североизточен вятър (фиг. 1.9). На фиг. 1.8, както и на фиг. 1.7, добре е изразен максимумът на температурата (дълбочина 30 m). В същото време при североизточен вятър стойностите на температурата, солеността и относителната плътност са еднородни от повърхността до дълбочини от порядъка на 40 m (фиг. 1.9). Ефектите от издигането на водите в областите на вторичния ъпуелинг се проявяват в разпределението на термохалинните параметри над континенталния склон до дълбочини 200 m (фиг. 1.8).

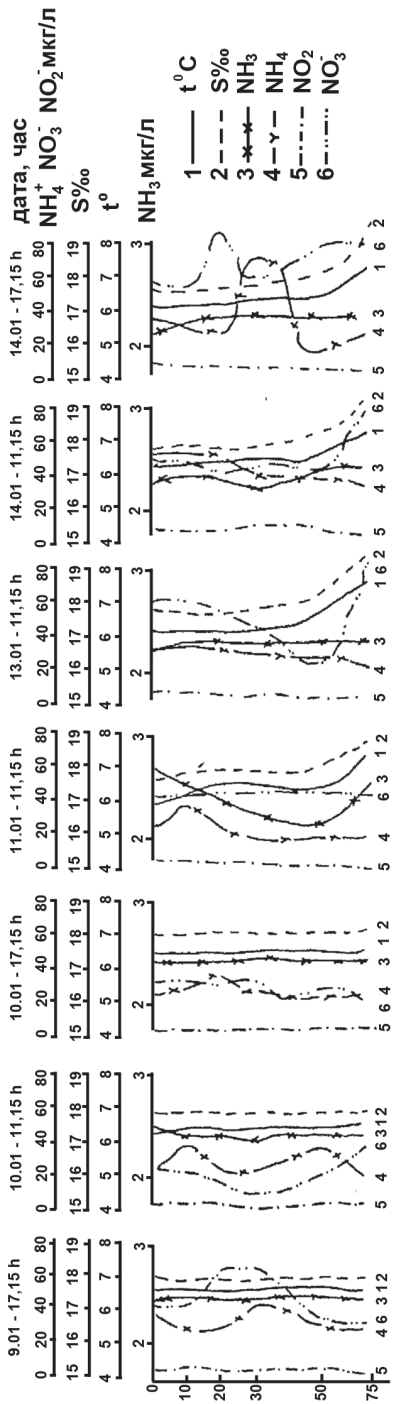
На фиг. 1.10 и фиг. 1.11 са представени резултатите от наблюденията, получени на работила 10 денонощия станция, разположена на шелфа югоизточно от Варна, поставена за времето от 5 до 15 януари 1987 г. При силен (щормови) южен вятър (фиг. 1.10 а) възниква придънен слой с повишена температура и соленост (фиг.1.10 б, в).




Фиг. 1.9. Профили на вертикално разпределение (Демиров и др., 1988):
а – температура на водата (°C);
б – соленост (‰);
в – условна плътност (σ t) при NE вятър




Фиг.1.10. Временна изменчивост на денонощна станция (Демиров и др., 1988): а – скорост на вятъра (m/s); б – температура на водата (°C); в – соленост (‰)




Фиг. 1.11. Временна изменчивост на t (°C), S (‰) на концентрациите на $NH_3$, $NH_4^+$, $NO_2$, $NO_3^-$ на денонощна станция (Стоянов, 1994)

Изследванията върху съдържанието на съединенията на азота на денонощната станция показват, че за времето на измерванията съдържанията на $NH_3$ и $NO_2$ се изменят незначително, като през същото време концентрациите на $NH_4^+$ и $NO_3^-$ се изменят както в дълбочина, така и по време (фиг. 1.10). Във вертикално разпределение на $NH_4^+$ и $NO_3^-$ условно може да се отделят два слоя: горен – до дълбочина 50 m, и долен – от 50 m до дъното. В горния слой измененията в съдържанието на $NH_4^+$ и $NO_3^-$ са значителни по разреза и по време. Характерни за този слой са максимумите в съдържанието на $NH_4^+$ (дълбочина 30 m) и $NO_3^-$ (20 m), които възникват главно през нощта. Концентрациите на $NH_4^+$ и $NO_3^-$ в долния слой слабо се изменят в сравнение с тези в горния до момента на възникване на придънния слой с висока соленост (фиг. 1.11).

Придънният слой се формира при ъпуелинг. От ДСС на шелфа се издигат води, богати на минерални съединения на азота и преди всичко $NH_4$. Окисляването на тези компоненти води до рязко увеличение на концентрациите на $NO_3^-$ в придънния слой.

Над Черно море преобладават североизточни ветрове (35–40% от годишната повторяемост на всички направления) и югозападни и западни (25–30%). Под действието на югозападните ветрове възниква ъпуелинг, при който се издигат води от ДСС, които имат относително висока соленост и съдържат високи концентрации на биогенни компоненти. На шелфа тези води се намират в придънния слой, в който става окисление на веществата с неорганичен N, P и други, постъпили от ДСС. Действието на североизточните ветрове от своя страна води до заглаждане на аномалните хидрохимични и хидрофизични характеристики по разреза.

Ефектите от явлението ъпуелинг се проявяват при формирането на геохимичния режим на периферията на шелфа, както и при развитието и растежа на желязо-манганови конкреции. Благодарение на явлението на периферията на шелфа се оформя т.нар. ъпуелингова бариерна зона, която представлява важен окислително-възстановителен стимулатор на седиментационните процеси. С периодичното изнасяне на дълбочинни сероводородни води на шелфа се обясняват и значителните по площ танатоценози на бентосни съобщества на дълбочини 60–120 m (защрихованата област на фиг. 1.7). С това се обясняват значителните по дебелина черупчести акумулации от мидата *Modiolus phaseolinus*, които понякога имат мощност 20–30 cm, което води до рязко усилване на темповете на седиментацията.

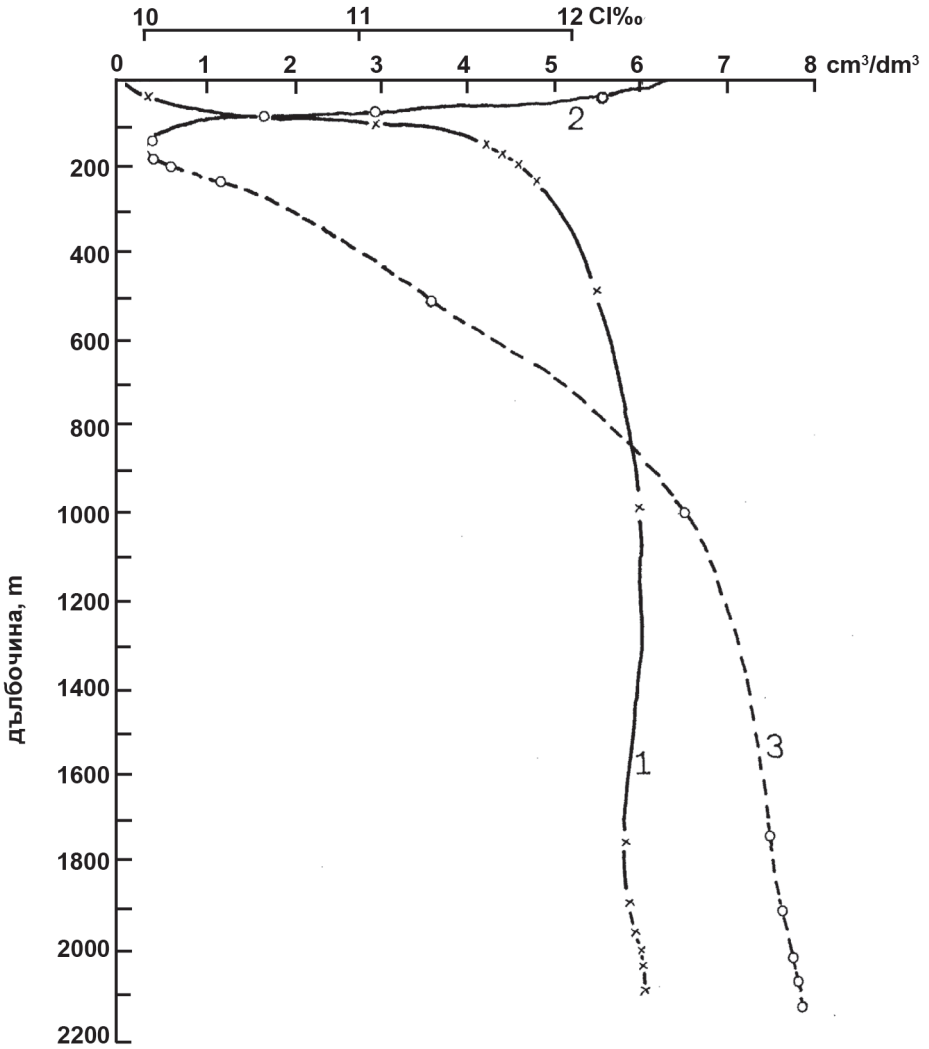
Обогатяването на шелфовите води с биогенни елементи стимулира биологическата продуктивност на планктонните организми. Комплексните океаноложки изследвания през 1985 г. показват, че съществува пряка връзка между "цъфтежите" на планктона и потока от биогенни елементи, постъпващи от ДСС при ъпуелинг (Димитров и др., 1987).

Цитираните по-горе изследвания показват, че в акваторията от западната част на Черно море се проявява интензивен ъпуелинг.

### 1.2.5. Хидробиогеохимични фактори на седиментация

Химичният състав на морската вода е от изключително значение за протичане на процесите на седиментация. Йонният състав на солите, разтворени във водите на Черно море, е близък до този на водите на Световния океан (фиг. 1.12), (Димитров, 1990; Стоянов, 1994). Единствената съществена разлика е повишеното съдържание в черноморските води на карбонатния йон и от тук повишената им алкалност.

В повърхностния слой то се дължи на постъпването на значително количество пресни води с високо съдържание на хидрокарбонати, докато в дълбочина количеството на хидрокарбонатния йон нараства за сметка на натрупването на въглена киселина, която се образува при разлагането на органично вещество (ОВ) в сероводородната зона.




Фиг. 1.12. Вертикално разпределение на Cl (1), $O_2$ (2) и $H_2S$ в западната част на Черно море (ст. 584) (Димитров, 1990)

Във водните маси и на дъното постоянно протичат процеси на преразпределение и диференциация на химичните елементи и промяна на формите на миграция. Тези преобразувания на веществото протичат в цялата водна маса, но най-активно се извършват в "конфликтните" зони, наречени от Перельман (1972) геохимични бариери, дефинирани по-късно като геохимични бариерни зони (ГБЗ) (Емельянов, 1980; Emelyanov, 2005). ГБЗ според същия автор представлява естествена граница на две среди с различни условия на седиментация. Абсолютните концентрации на макро- и микрокомпонентите в морската вода, суспендираното вещество и утайките от двете страни на ГБЗ се различават от 2 до 10, а понякога от 1000 до 10 000 пъти.

За Черно море са характерни следните бариерни зони (БЗ), които имат комплексен характер:

БЗ – река-море;

БЗ – черноморски-океански води;

БЗ – ъпуелинг;

БЗ – кислородни-сероводородни води;

БЗ – термоклин;

БЗ – вода-дъно;

БЗ – слой фотосинтеза;

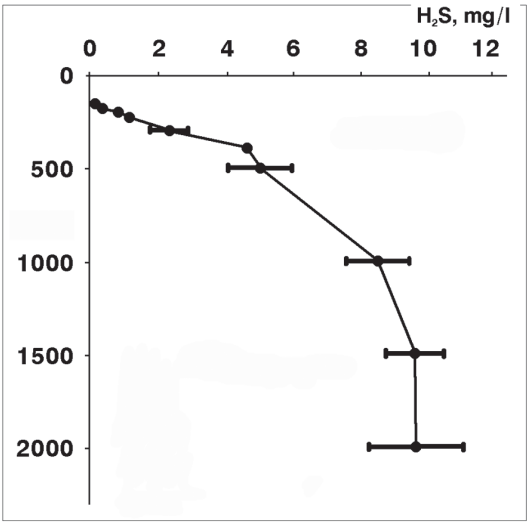
БЗ – вода-суспензия.

От изброените бариерни зони важни са няколко от тях, които определят основните хидрохимични фактори на седиментационния процес. На първо място става дума за окислително-възстановителния потенциал (Eh), който се определя от разпределението на разтворения кислород и сероводород. Сероводородното заразяване е един изключителен феномен за Черно море, който го отличава от останалите акватории на планетата. Кислородната зона заема горния слой до дълбочини 120–150 m. Дебелината на кислородната зона варира, като за различните райони на морето е различна и зависи от редица фактори като течения, метеорологична обстановка и други. Така например доста често през лятото концентрации на кислород, по-малки от 0,8 mg/l, могат да се открият в централните дълбоководни области на морето на дълбочини 70–80 m, като в същото време на континенталния склон пред българския бряг аналогична концентрация на кислород се наблюдава на дълбочина 145–150 m. Подобна картина е била конста-

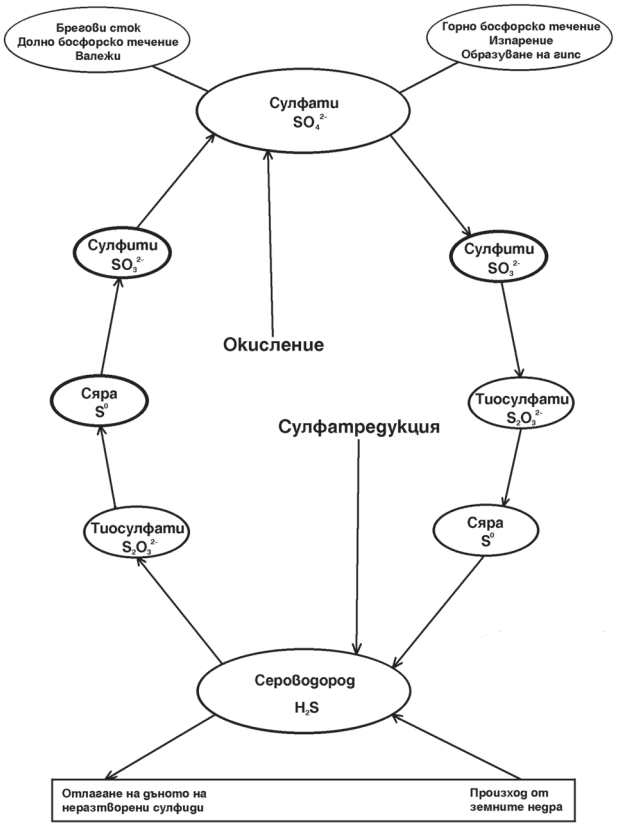
тирана по време на експедиционни изследвания през юни 1990 г. Под кислородната зона се разполага т.нар. междинен, или редоксслой, наричан още слой на съвместно съществуване на кислорода и сероводорода (Стоянов, 1991; Безбородов, Еремеев, 1993). В тази зона се извършват интензивни процеси на химическо и биологическо окисляване на съединенията от сероводородната зона, които се образуват за сметка на бактериалното анаеробно разлагане. Докато в кислородната зона стойностите на окислително-възстановителния потенциал (Eh) не падат под +300 meV, то същите в редоксслоя варират от +150 до -50 meV (Сорокин, 1982). Дълбочината на редоксслоя, както и абсолютните стойности на Eh зависят от скоростта на турбулентния обмен и интензивността на окислителните процеси, но те обикновено са в интервала 150–200 m. В центровете на дълбоководните (халистатичните) области, където изолиниите на сероводорода и слоят на плътността (пикноклина) се издигат към повърхността, дебелината на редоксслоя е най-малка – 50–70 m. Според Рождественский (1966); Стоянов (1991); Еремеев, Совга (1999) в редоксслоя присъстват значително количество сулфити и тиосулфати. Под редоксслоя, до дъното се простира анаеробната сероводородна зона. Нейната горна граница съответства на стойности на Eh – -40 – -50 meV, където концентрацията на $H_2S$ достига до 0,3 mg/l, при която кислород практически отсъства. На дълбочина 250–300 m стойностите на Eh достигат до -170 – -200 meV и се запазват до дъното.

Концентрациите на сероводорода в анаеробната зона нарастват до дълбочина 1500 m и достигат до 9,5 mg/l, след което се стабилизират до дъното. Максималните съдържания на $H_2S$ достигат 11–12 mg/l Еремеев, Совга, (1999), (фиг. 1.13, 1.14). Във връзка с лансираната идея за "застрашително" издигане на равнището на сероводорода ще подчертаем още веднъж, че положението му на горната граница се изменя в доста широк диапазон. В централните части на морето $H_2S$ образува своеобразна издутина, която достига до 80–100 m от повърхността, докато на континенталния склон тя е значително по-дълбоко. Този въпрос е разгледан доста подробно в трудовете на Рождественский (1986), към чието схващане се придържаме.

| Дълбочина, m | $H_2S$, mg/l |
|---|---|
| 150 | 0.19 |
| 175 | 0.40 |
| 200 | 0.83 |
| 225 | 1.14 |
| 300 | 2.34 |
| 400 | 4.64 |
| 500 | 5.02 |
| 1000 | 8.48 |
| 1500 | 9.56 |
| 2000 | 9.60 |

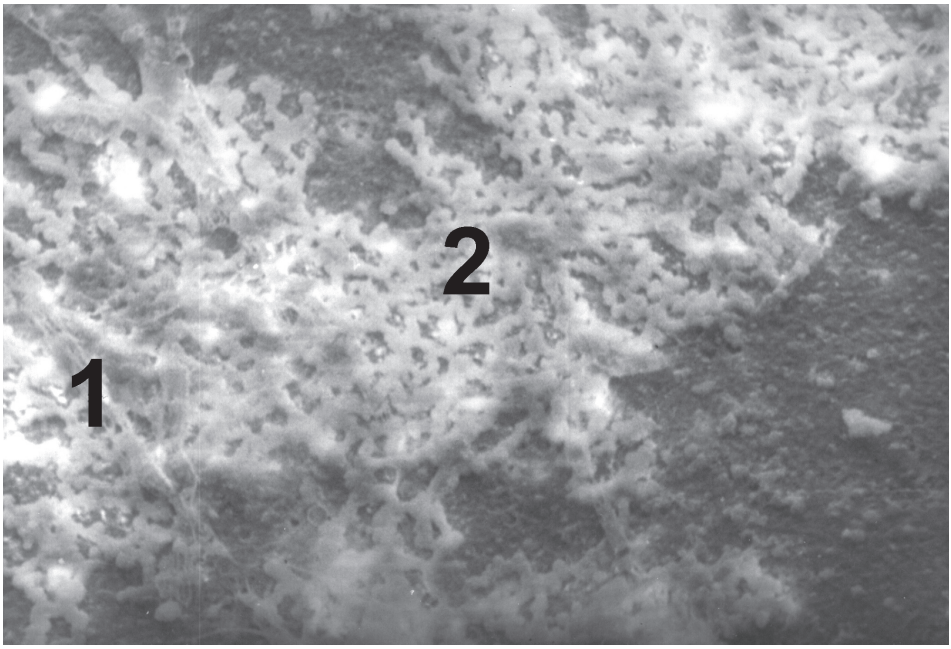



Фиг. 1.13. Среден вертикален профил на концентрацията на сероводорода в Черно море (Еремеев, Совга, 1999)




Фиг. 1.14. Схема на процесите на окисление и редукция на сероводорода в Черно море (Еремеев, Совга, 1999)

Сероводородът присъства в анаеробната зона под формата на хидросулфиден йон $SH^-$ (80–90%). Останалата част съществува под формата на сулфиден йон $S^-$. Заедно с $H_2S$ се срещат сулфити и тиосулфати (фиг. 1.14). Характерно за суспендираното вещество в анаеробната зона на първо място е неговата по-висока концентрация и на второ място наличието на своеобразни бактериални вериги, което много добре се илюстрира на снимките, направени с електронен микроскоп (фиг. 1.15).




Фиг. 1.15. Електронномикроскопски снимки на суспендирано вещество от дълбочина 500 m (x530)
1 – *Sceletonema costatum*, 2 – бактериални вериги – *Microspira desulfuricans*

Сред другите продукти на бактериалното разлагане в анаеробната зона се срещат азот, въглена киселина и метан. Според Ross и Degens (1974) концентрацията на метан във водите достига 0,2 mg/l, на етилена и етана – 0,5 mg/l. За последните два газа може да се предположи, че са продукт от разрушаването на дъното на газохидратни залежи, тъй като те не се образуват при анаеробно бактериално разлагане (Димитров, 1990).

По най-нови схващания образуването на сероводорода в Черно море е постъпателен процес, който е обхващал дълбоководните маси през последните 7–8 хил. години. Бактериалният произход на сероводорода е бил доказан преди около 100 години от руските учени Зелински и Брусиловски. Изследвайки образуването на сероводорода в дънните утайки, те установяват, че този процес е в резултат от използването на кислорода на сулфатите от специфични бактерии, които живеят на дъното и по този начин "дишат". Тези бактерии имат спираловидна форма и са от вида *Microspira desulfuricans* (аноксия бактерия). Открита била много важна група от микроорганизми, които играят значителна роля в биогеохимичния кръговрат на веществата във водоема. По-късно са установени повече от 10 вида от тези уникални по своите биогеохимични свойства организми. Според Рождественский (1986) този сложен биохимичен процес се изразява с реакцията:

$$3SO_4^{2-} + 6C + H_2O = HS^- + H_2S + S^{2-} + 3HCO_3^- + 3CO_2$$

Освен чрез бактериалната сулфатредукция – процес, характерен за дълбоководието, сероводород се образува и при гниенето на съдържащите сяра белтъци, което е често типичен процес за шелфа, плитководието и крайбрежните езера и заливи.

По такъв начин е установено, че образуването на сероводорода се извършва в дънните утайки на холоцена до горната граница на сероводородната зона. На тези места са установени максимални количества сулфатредуциращи бактерии и се отбелязва максимална активност и скорост на образуване на сероводород (Стоянов, 1991). Причината за подобно разпределение се дължи на факта, че в тези зони се извършва интензивна акумулация на усвояемо органично вещество, което е необходим субстрат за сулфатредуциращите бактерии.

В подкрепа на бактериалното сероводородообразуване е фактът, че съдържанието на $H_2S$ в горния 0–5 cm слой на утайките достига 165 mg/l (Murray, 1989; Безбородов, Еремеев, 1993; Neretin, 2006). В тази връзка интерес представляват изследванията на Георгиев (1988) върху магнезиалните калцити, формирани в долнището на сапропелните тини, които свидетелстват за началото на постъпателен процес на сероводородното заразяване. По такъв начин Георгиев (1988) определя времето на възникването на сероводорода в басейна. Съществуват и други хипотези за произхода на сероводорода. Според руския

учен Андрусов (1961) образуването на сероводорода се дължи на гниенето на органичното вещество. Според Шнюков, Зиборов (2004) важна роля в генерирането на $H_2S$ имат процесите на сулфатредукция, но освен това сероводород постъпва от дъното чрез калните вулкани, газовите факели и разрушаващите се газохидрати, където $H_2S$ се съдържа в значителни количества. Цитираните изследователи не изключват постъпване на сероводородни води от гърлата на калните вулкани на дъното и от подземния отток от кредните седименти, където съдържанието на $H_2S$ в сондажи на сушата достига 400 mg/l (Шнюков, Зиборов, 2004). Подобна теза застъпва и Костов (Kostov, 1964). Засега обаче бактериалната сулфат-редукция се приема като основен процес, който води до образуването на значителни количества автогенни железни сулфиди. За натрупването на $H_2S$ в дълбочинните води на Черно море спомага и специфичният хидрологичен режим на басейна. Сероводородът се съдържа в по-солените дълбочинни води, докато кислородът доминира в осладените повърхностни води. За Черно море зимната вертикална термохалинна циркулация достига до около 200 метра, като по-надолу се разполага зоната на относително застойните води.

Процесите, протичащи в морската среда, намират отражение при формиране на геохимичния режим на дънните утайки. Както вече беше изтъкнато, съдържанието на $H_2S$ в утайките достига до 165 mg/l, което оказва съществено влияние на процесите на диагенетични преобразувания в седиментите. Изследванията върху разновалентните форми на сярата, реакционноспособните форми на Fe и Mn в шелфовите утайки в кислородната зона от различните части на морето показват, че по разреза от повърхността на дъното надолу се отделят три зони: зона на окислителна диагенеза (аеробна), зона на окислително-редукционна диагенеза (преходна) и зона на редукционна диагенеза (анаеробна) (Dimitrov, Dimitrov, 2003).

Горната аеробна зона на окислителна диагенеза достига до дълбочини на морето 100–120 m. Окислените утайки изграждат повърхностния полутечен слой и имат дебелина 1–3 cm. Утайките от тази зона са богати на Fe и Mn. На периферията на шелфа в областта на разпространение на модиолусовата тиня към тази зона са привързани находищата на диагенетични Fe-Mn конкреции, кори и налепи. Дебе-

лината на тази зона тук достига до 10 cm от (Димитров, 1990). Освен това за тази област са характерни чести издигания на дълбочинни сероводородни води. Обикновено след бурен "цъфтеж" на планктона, дори на малки дълбочини, окислителната зона временно изчезва, тъй като при гниенето на белтъците на мъртвата органика се консумира наличният $O_2$.

Зоната на окислително-редукционната диагенеза се характеризира с едновременно протичане на аеробни и анаеробни процеси на минерализация на органичното вещество (Волков, 1984). Заедно с аеробните сапрофитни бактерии тук се създават условия за анаеробно разлагане на органичното вещество под действието на сулфатредуциращите бактерии. Дебелината на тази зона достига до 40–60 cm. Съществуването на тази зона се дължи на дейността на различни видове заравящи се организми, червеи и други. Тази зона е известна още като зона на биотурбация. Активното смесване на утайките от тази зона създава предпоставки за изравняване на градиентите на концентрация на компонентите в поровите води независимо от интензивните процеси на минерализация на органичното вещество. Данните за състава на някои компоненти в поровите води, като $SO_4^{2-}$, $NH_4^+$, показват тяхното равномерно разпределение (Волков, 1984). В тази зона се наблюдава увеличение на редукционните форми на сярата (пирит) и намаление на окисното желязо.

В зоната на анаеробната диагенеза, която се бележи по появата в утайките на свободен сероводород, се наблюдава намаляване на $SO_4^{2-}$ и увеличаване на $NH_4^+$. Зоната на анаеробна диагенеза е характерна за сероводородната зона, където аеробно-анаеробен стадий на диагенеза не се наблюдава. Образуващият се сероводород в утайките на сероводородната зона не се фиксира в твърда фаза и насища утайките, проникващи в придънните води и надолу по разреза. Някои изследователи (Страхов, 1954) считат, че образуването на диагенетичните сулфиди в новоевксинските утайки се дължи на миграция на сероводород в тях от зоната на анаеробната диагенеза. В тези прослойки се формират конкреции от сулфиди на желязото, пирит, марказит, грейгит и други. Подобно становище е трудно защитимо, тъй като между сапропелите и слоевете със сулфиди в новоевксина лежи слой от белезникави карбонатни тини тип зеекрайде (*seekreide*) (Degens,

Stoffers, 1980), в които няма и следи от дифундиране на сероводород. Известно е, че новоевксинският басейн е бил аеробен и по-скоро е възможно конкрециите от автогенни Fe сулфиди да са образувани през новоевксина, като постъпващият от дъното сероводород се усвоява от постъпващото в басейна желязо (Димитров, Димитров, 2003).

### 1.2.6. Ролята на суспендираното вещество в седиментационния процес

Изучаването на количествения и качествения състав на суспендирания материал в морската вода придобива изключително значение за решаване на множество проблемни въпроси на съвременната седиментология и е важен критерий за установяване източниците на теригенен и биогенен материал, формиращи ДОМУ.

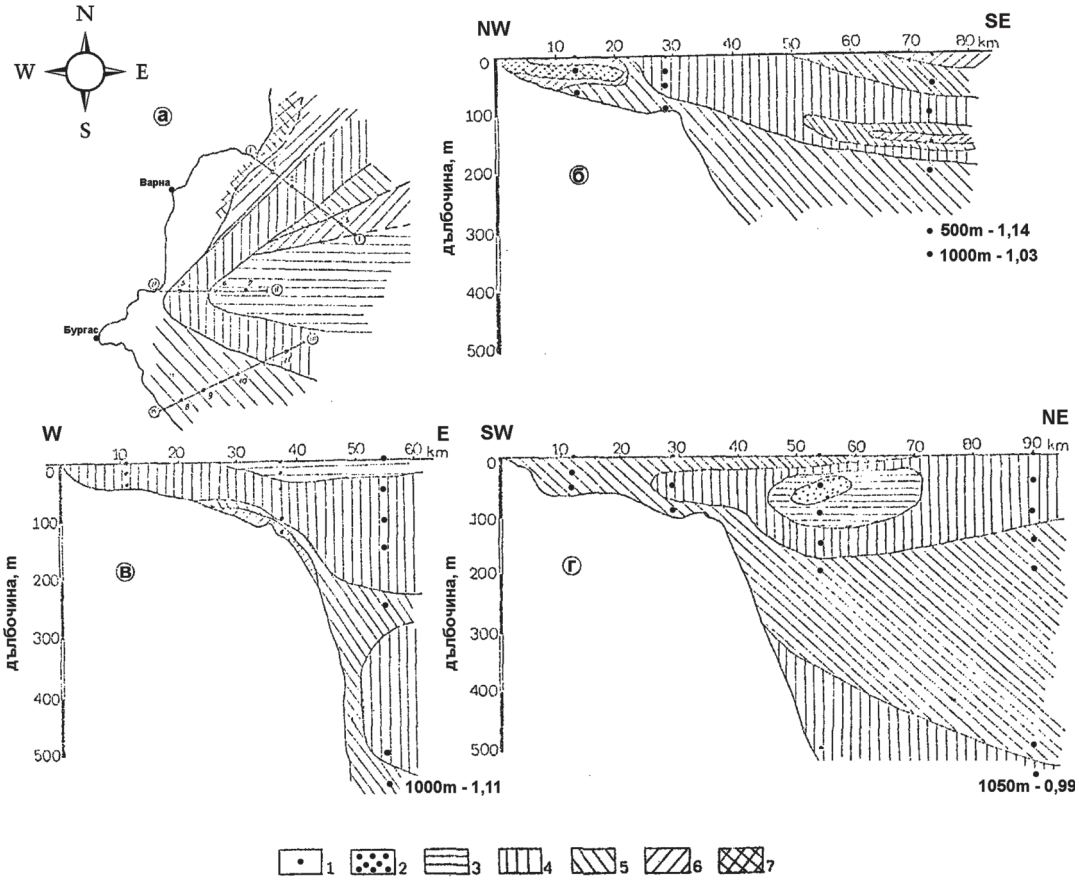
Количеството и характерът на суспендирания материал в морската вода имат изключително важно практическо значение, тъй като с него са свързани разсейването на светлината и звука, прозрачността на водата и др. Той е от изключителна важност за мореплаването, акустичните и подводните изследвания, както и при изготвяне на перспективни рибностопански прогнози.

Подобни изследвания върху разпределението и състава на суспендираното вещество са провеждани с филтрационна установка Sartorius (Чочов, Караиванова, 1989; Чочов, Мандова, 1991).

Разработената вакуумнофилтрационна установка и пластмасов батометър позволиха да бъдат взети представителни проби морска вода с обем 10 l по три профила в 10 пункта (фиг. 1.16 а), разположени на хоризонти 0, 20, 50, 100, 150, 200, 500 и 1000 m.

Пробите морска вода са взети по време на експедиционни изследвания в акваторията на Българския черноморски шелф и дълбоководната част през март 1981, юни 1998 и септември 2006 г.

Пробите са филтрувани по метода на мембранната ултрафилтрация през филтри № 3 (размер на порите 0,5 μm) с диаметър на работната част 30 mm. Те се пропускат през 6 филтъра, разположени паралелно, което позволява по-точно да се определя концентрацията на суспендирания материал. През всеки филтър преминава до 2,5 l вода до пълното им задръстване. Изсушените в ексикатор филтри се претеглят на електронни везни с точност до 0,01 mg.




Фиг. 1.16. Разпределение на суспендирания материал в западната част на Черно море (Dimitrov et al., 1981):

а – схема на разположение на точките на опробване и разпределение на суспендирания материал в повърхностния слой вода (mg/l);

б, в, г – разпределение на суспендирания материал по разрези – NW-SE, W-E, SW-NE (mg/l);

1 – хоризонти на опробване;

2 – < 0.1 mg/l;

3 – 0.1 – 0.5 mg/l;

4 – 0.5 – 0.75 mg/l;

5 – 0.75 – 1.0 mg/l;

6 – 1.0 – 1.5 mg/l;

7 – > 1.5 mg/l

Разпределението на суспендирания материал в повърхностния воден слой е показано на фиг. 1.16 а. Максималните съдържания (1,5 mg/l) са получени в пунктовете, близки до брега и са свързани с основните източници на теригенен материал. Тези максимуми обикновено се разполагат над обширните акумулативни валове (Калиакренски вал), за които е характерна висока скорост на утайконатрупване, а в близост до брега и с интензивни надлъжнобрегови течения.

Зоните на високи концентрации (от 1 до 1,5 mg/l) се разполагат в централната област на шелфа (фиг. 1.16 а). Следва зоната на средни съдържания на суспендиран материал (от 0,75 до 1 mg/l), която оформя дъгообразна ивица, разположена над периферната област на шелфа. Минимални стойности (от 0,50 до 0,75 mg/l) са характерни за откритата акватория (фиг. 1.16 а). Площното разпределение на суспендирания материал показва ясно изразена тенденция на намаляване на количеството му от брега към морето с увеличаване на разстоянието от основните източници на подхранване. Конфигурацията на основните полета на концентрациите е в тясна връзка с хоризонталната циркулация на водните маси.

Картината на вертикалното разпределение на суспендирания материал се отличава значително от описаната по-горе (фиг. 1.16 б, в, г). Максималните съдържания се разполагат в придънния слой и са свързани с интензивни течения в приръбната част на шелфа (фиг. 1.16 в).

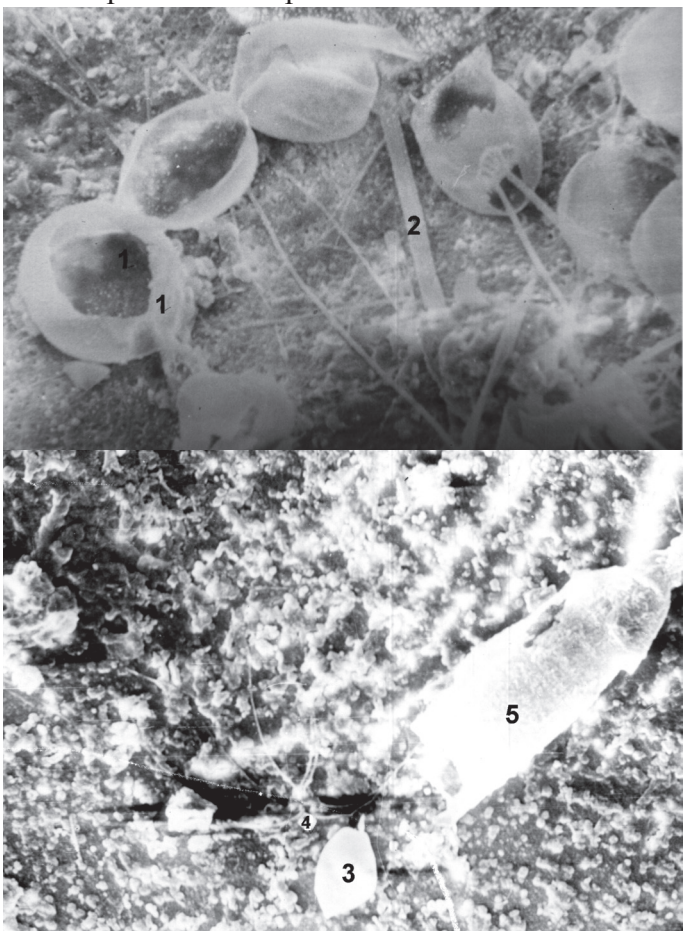
Постоянни и значително високи са съдържанията на органичния суспендиран материал в дълбоководната акватория (1–1,5 mg/l) и се корелират с положението на пикноклина, който през зимата се разполага на дълбочини около 100 m.

В интервала от 100 до 1000 m дълбочина се наблюдават някои аномални лещи и тела, които се отклоняват от общата тенденция на увеличение съдържанието на суспендираното вещество от повърхността към дъното (фиг. 1.16 в).

Измерванията, проведени през лятото на 1987 г. (Димитров, 1990) показват, че максималните концентрации са разположени около термоклина или в повърхностния слой. На някои места, особено около носовете Калиакра и Емине, се наблюдават отклонения, свързани вероятно с вихровия характер на движение на водните маси на шелфа. Очевидно, вихрите разрушават термоклина и тогава разпределението на суспендираното вещество е по-сложно, но независимо от това максимумът в повърхностния слой се запазва.

Биогенният компонент достига до 82% от състава на суспензите в пробите. Средната концентрация на суспендирания материал

за изследваната акватория е 0,9–1,1 mg/l. Лисицын (1978) привежда данни за средни концентрации за други басейни. Така например, за Балтийско море концентрациите достигат 2,56 mg/l, за Индийски океан – 1–2 mg/l, за Тихия океан 0,51,0 mg/l и за Средиземно море 0,6–1,2 mg/l. Високите концентрации на суспендирания материал в Черно море са свързани както с интензивна биологична продуктивност на видовете *Melosira moniligoformis*, *Rhizosolenia alata*, *Prorocentrum micans*, *Chaetoceras* sp., *Tintinoidea* (фиг. 1.17), така и с интензивен привнос на теригенен материал.




Фиг. 1.17. Електронномикроскопски снимки на суспендирано вещество (x530)
1 – *Melosira moniligoformis*; 2 – *Rhizosolenia alata*;
3 – *Prorocentrum micans*; 4 – *Chaetoceras* sp.; 5. *Tintinoidea*

Получените резултати дават основание да бъдат формулирани някои изводи:

Наблюдава се рязко изразена зоналност в разпределението на суспендирания материал – количеството му в повърхностния слой намалява с увеличаване на разстоянието от брега; и съдържанието му се увеличава от повърхността към дъното.

Аномалиите в разпределението на съдържанията в абисалната част могат да бъдат обусловени от различния в плътността, соленост-та и температурата на водата, както и от постъпването на по-тежки и по-солени средиземноморски води.

Средното съдържание на суспендиран материал варира в границите 0,9–1 mg/l, като в абисалните части достига до 3 mg/l.

Независимо от намалената биологическа продуктивност през зимата количествата на биогенните компоненти в суспендирания материал преобладават (средно 62%).

Изследванията върху веществения състав на суспендирания материал в морската вода показват, че ДОМУ са продукт на високата биологична продуктивност на басейна и постъпващите материали от сушата и от подводните кални вулкани.

### 1.3. Черно море – природен биогеотехнологичен реактор

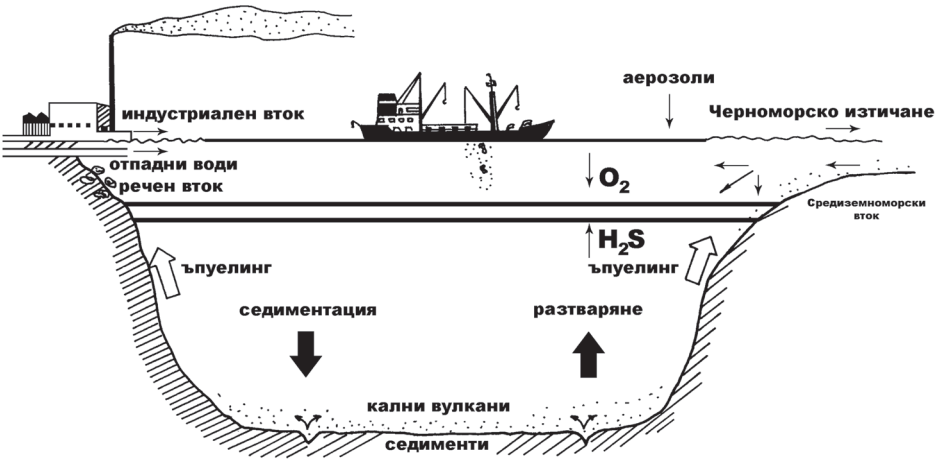
Геокатастрофалните събития, разразили се преди 8 хил. години, са довели до формирането на специфичен хидрологичен и биогеохимичен режим на Черно море. От една страна, постъпващите през Босфора мраморноморски води са два пъти по-солени от черноморските и като по-тежки се разпространяват в придънния слой, поддържайки повишена плътност. От друга страна, соленост-та на повърхностния слой се понижава под влиянието на притока постъпващи речни води (Dimitrov, Dimitrov, 2003). На фона на съществуващата плътностна стратификация, обусловена от съществуването на относително леки повърхностни води, съдържащи кислород (80–150 m), и по тежките дълбочинни води с $H_2S$ и $NH_3$ химическите елементи се променят в зоната на редоксслоя.

Редоксслоят, който е разположен под оксиклина и пикноклина, включва слой на съвместно съществуване на $O_2$ и $H_2S$. В условието на понижено съдържание на $O_2$ главна роля в окислението на органичното вещество (ОВ), продуцирано от фитопланктона, играят $NO_3^-$, $MnO_2$, FeO(OH) и $SO_4^{2-}$, които под влияние на микроорганизмите преминават в редукционна форма. От друга страна, във формирането на редоксслоя участват микроорганизми (хематотрофи), които окисляват

редукционните форми на елементите ($HS^-$, $Mn^{2+}$, $NH^{4+}$, $CH_4$), на които са богати дълбочинните води. За сметка на енергията от тези реакции в клетките на хемосинтезиращите микроорганизми се създава ново ОВ. Освен като генератор на нови количества ОВ, редоксслоят, чиято дебелина варира от 30 до 50 m, служи и като своеобразен биогеохимичен филтър (Розанов и др., 1987), който възпрепятства проникването на $H_2S$, $NH_4^+$, $CH_4$ и други компоненти от сероводородната зона към повърхността. Редоксслоят често се нарича слой на хемосинтеза или хемоклин поради резките промени в оксиредукционните форми на елементите и отделящата се енергия при тези промени, която води до генерация на ново ОВ.

Биотехнологичните процеси в редоксслоя са балансирани и могат да се определят като квазистационарни. Разчетите показват, че масата на сероводорода, който се окислява тук, е близка до масата на $H_2S$, който се продуцира във водите и утайките. Разчетите за сумарната годишна продукция на сероводорода в дънните утайки (Deuser, 1974; Сорокин, 1982) показват, че тя възлиза на $3{,}6.10^6$ t, или 12g/m$^2$ у. Близки стойности са получени (Сорокин, 1982) и за продукция на сероводорода в морската вода ($3.10^6$ t). В резултат на проведените експерименти годишната продукция на сероводорода в Черно море се оценява на около $7.10^6$ t (Neretin, 2006).

На фиг. 1.18 е показана обобщаваща схема на естествените и антропогенните фактори на формиране на съвременния седиментационен режим на Черно море (Димитров, Димитров, 2003).




Фиг. 1.18. Естествени и антропогенни фактори на формиране на съвременния седиментационен режим на Черно море

# ГЛАВА ВТОРА

## ПАЛЕОГЕОГРАФСКИ РЕКОНСТРУКЦИИ И УСЛОВИЯ НА ФОРМИРАНЕ НА ПОЛЕЗНИ ИЗКОПАЕМИ

Съвременните Средиземно, Черно и Каспийско море представляват реликти от съществувалите през неогена басейни Тетис (Средиземно море) и Паратетис (Черно и Каспийско море). Докато Тетисът е имал пряка връзка с океана, то Паратетисът периодично е бил изолиран от океана, което е водило до резки промени в солеността му. Това затруднява биостратиграфската корелация между двата басейна (Семененко, 1987, 1999) независимо от тяхното генетично единство.

Във веригата от скачени съдове Атлантически океан–Средиземно–Черно–Каспийско море (фиг. 1.1), връзката е прекъсвана и възстановявана. В геоложката история на Тетиса през неогена е имало две геокатастрофални събития, известни в западната литература като стрес или криза – рязко негативно въздействие върху екосистемата (Saturani, 1973; Ryan, Cita, 1978; Hsu, 1978; Ryan and Pitman, 1998), станали през серавалия и месиния. Тези събития са били обусловени от подпъхването и движението на север на Африканската плоча под Евроазиатската (Бенсон, 1986). През миоцена в средиземноморската област се отделят следните етажи: аквитан, бурдигал, лангий, серавалий, тортон и месин, а през плиоцена – занклий, галезий, пиянценций. През същата епоха в Понто-Каспийския басейн към миоцена се отнасят кавказки, сакараулски, коцахурски, тархански, чокракски, карагански, конкски, сарматски, меотски и понтски, а към плиоцена – кимерийски и акчагилски етажи.

През ранния и средния миоцен Тетисът е представлявал пролив, който е свързвал Атлантическия с Индийско-Тихоокеанския басейн. Индо-тихоокеански елементи на фауната са отбелязани и в Паратетиса. Преди около 14 млн. години през серавалийската криза (катастрофа вследствие подпъхването и издигането на Африканската и Арабската плоча) връзката на Средиземно море с Индийския океан е прекъсната и се оформя средиземноморският периферен на Атлантическия океан басейн. В същото време в Паратетиса се оформя обширният полуморски сарматски басейн. Сарматският, меотийският и

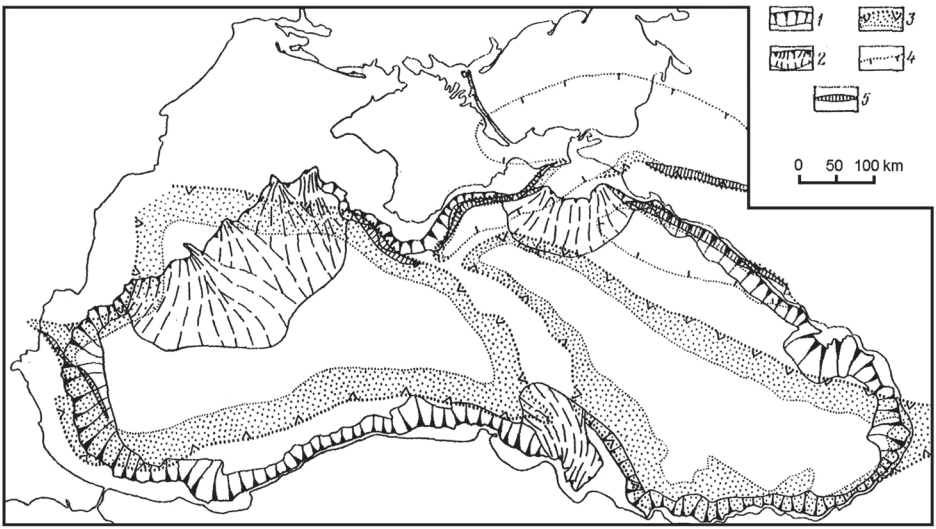
понтийският басейн се разполагат на територията на Черноморската впадина и са имали специфични етапи от своето развитие. По време на сондирането с американския кораб "Гломар Челинджър" през 1972 г. в Средиземно море е открита т.нар. Месинска криза (катастрофа) (Ryan, Hsu, 1973). Сондажите разкриват дебели 1 km евапорити, отложени през периода преди 5,7–5,2 млн. години (Ryan, Pitman, 1998; Hsu, 1978), което показва, че Средиземно море е пресъхвало за период от 500 хил. години. Причината за това събитие е затварянето на Гибралтарския проток в резултат на сблъсъка на Африканската и Евроазиатската плоча в района на Мароко и Испания. Средиземно море се превръща в затворено солено езеро и на дъното му се отлагат евапорити. По това време в Паратетиса се отлагат седименти на меота и понта като времеви аналози на тортона и месиния. Към месиния Семененко (1987) отнася и долната част на кимерия. При сондиране на делтата на р. Нил през 1968 г. във връзка със строителството на Асуанския язовир Чумаков (Chumakov, 1973) пръв описва месинските евапорити. След пресъхването на Средиземно море в него постъпват води от Черно море и то се превръща в "largo – mare" (море – езеро). След това в Черно море е съществувала суша Понтида (Андрусов, 1961) и отделни солени езера (Hsu, 1978). Откритието на Месинската катастрофа промени подхода на учените в търсенето на подобни събития в цялата геоложка история на Черно и Средиземно море. Това изключително ни помага при дешифрирането на катастрофалните събития в Черно море преди около 8 хил. години (Димитров, 1978; Ryan, Pitman 1998; Dimitrov, Dimitrov, 2004).

Важно е да се отбележи, че на границата понт–кимерий в резултат на кавказката орогенна фаза преди около 5 млн. години възниква Азово–Черноморският басейн в близки до съвременните очертания. Още тогава е била заложена и съвременната речна мрежа на континенталния склон (Семененко 1999). Черно и Средиземно море възникват почти едновременно в резултат на кимерийско-занклийската регресия, за което свидетелстват месинските евапорити и кимерийската железорудна формация (Ryan, Pitman 1998; Шнюков, Зиборов, 2004).

На границата миоцен–плиоцен (месиний–занклий в Средиземно море, понт–кимерий в Черно море и понт–балханската свита в Кас-

пийско море) възникват първообразите на съвременните басейни. На тази граница (миоцен–плиоцен) са се формирали и три продуктивни басейна: евапоритово-сероносна формация на месиния (formazione gessoso–solfifera) в Средиземно море, Азовско-Черноморската рудна провинция на кимерия (Шнюков, 1999) и балханската свита на Каспийско море, в която се намират гигантски находища на нефт и газ.

Окончателното оформяне на Черноморския басейн се извършва през последните 1,7 млн. години – време, през което многократно се е прекъсвала и възобновявала връзката му със Средиземно море. На фиг. 2.1 е показана схема на съвременния континентален склон и склоновете на палеогенските долини.




Фиг. 2.1. Положение на съвременния континентален склон на Черно море и склоновете на палеогенските падини (Туголесов и др., 1985).
1 – денудирани участъци на съвременния континентален склон;
2 – акумулационни участъци на съвременния континентален склон;
3 – стръмни склонове на палеогенските падини; 4 – условно положение на границите на палеогенските понижения; 5 – зони на възможното развитие на разломи по склоновете на падините.

Последното геокатастрофално събитие в Черно море, станало преди около 8 хил. години, е довело до образуване на уникални залежи от дълбоководни органогенно-минерални утайки, които се разглеждат като комплексна нетрадиционна суровина с многоцелево предназна-

чение (Димитров, Велев, 1988; Димитров, Василев, 1988; Димитров, Димитров, 2003; Димитров и др., 2003, 2005, 2006; Dimitrov et. al., 2003, 2004, 2005, 2006).

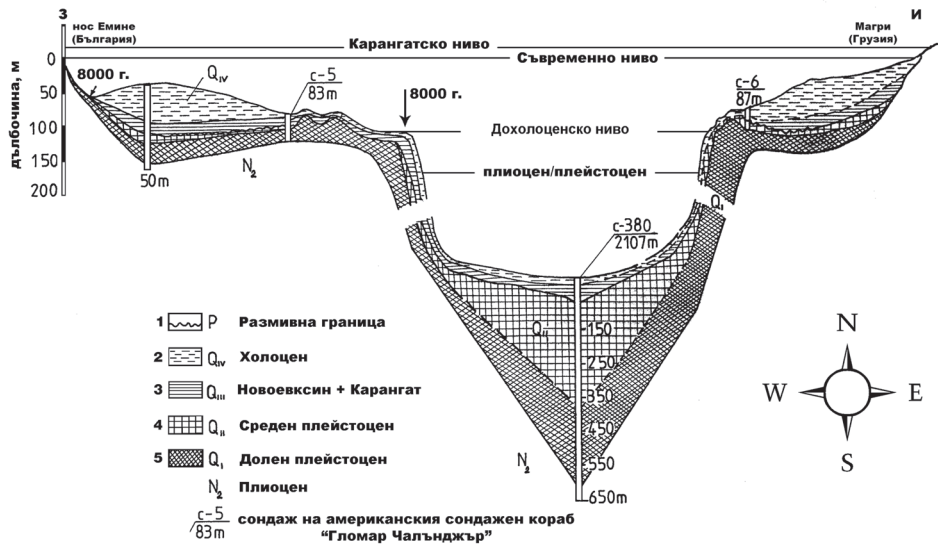
### 2.1. Доплейстоценски стадий

По геоложки и геофизични данни в развитието на Черно море се обособяват три продължителни по временен обхват етапа. Първият етап, който обхваща мезозоя и палеогена, характеризира седиментен покров на срединен масив. Дълбоководната котловина не е съществувала и на нейно място се простирал плитководен басейн.

Вторият етап (олигоцен-миоцен) съвпада с алпийския орогенен цикъл, когато срединният масив се разпада и в пределите на съвременния са се образували отделни депресии (Муратов, 1972; Туголесов и др., 1985). Тези депресии са били ограничени по площ и в тях се отлагали мощни утайки на майкопската серия и миоцена, които достигат до 3–5 km дебелина. В основата на разреза на С – 380 и 381 (Геологическая история..., 1980) се разкриват черни алевритови глини с горномиоценска възраст. В тях се срещат прослои от доломити, които са били формирани в плитководни условия и след това са претърпели съществени диагенетични изменения в субаерални условия. Прибосфорската част през късния миоцен е представлявала също плитководен басейн, както показват данните от диатомовия анализ и бентосните фораминифери в С-381 (Геологическа история…, 1980). Отначало басейнът е бил пресноводен, но след това условията се изменят и става морски. Климатът е бил топъл. Характерен е черният цвят на утайките, съществуват прослои от карбонати и зеолити, срещат се пирит и органично вещество. По всичко личи, че по това време в басейна са преобладавали условията на редукция. Наличните брекчирани слоеве, показват внезапен приток на средиземноморски води, с което се обяснява издигането на равнището на басейна и неговото осоляване. През миоцена дъното на басейна постепенно е потъвало.

Третият етап в развитието на басейна (Геологическая история..., 1980) отговаря на формирането на плиоцен-плейстоценски седименти. И през плиоцена продължава потъването на дъното, съпровождано с натрупване на сапропелово-диатомови и карбонатни утайки. В

началото (понт) басейнът е бил типично морски, за което свидетелстват коколитофоридите *Braurudosphaera bigelowi*. По данни от спорово-поленовия анализ климатът е продължавал да бъде топъл. Морски утайки на понта, както и на целия плиоцен, не са известни по българското крайбрежие и в плитководната част на басейна. На континенталния склон на дълбочини 150–170 m бяха драгирани литифицирани прибрежно-морски седименти с дебелостенни *Didacna*, определени от Е. Куюмджиева (Димитров, 1990) като горноплиоценски. Терасата, разположена между 150–170 m, е отбелязана от Пърличев (Пърличев, 1984). По време на българо-американски експедиционни изследвания с НИК "Академик" през 2002 г. горноплиоценската брегова линия беше изследвана от автора с миниподводницата РС-8 по протежение на 1 km на дълбочини 165–172 m. Тази линия се проследява като добре издържана терасна площадка с литифицирани прибрежно-морски седименти (фиг. 2.2).




Фиг. 2.2. Схематичен геоложки разрез и древни брегови линии на Черно море

През втората половина на понта трансгресията на средиземноморските води се прекратява и басейнът отново се опреснява, което се следи по смяната на типично морските стенохалинни диатомеи

с еврихалинни (Геологическая история..., 1980). През това време се прекратява и връзката на Черно с Каспийско море (Милановский, 1968). Според Chumakov (1973) и Семененко (1987), това става, тъй като черноморските води се вливат в пресъхналия през това време Източносредиземноморски басейн. Именно от този момент започва езерно-морският етап в развитието на Черно море, който се превръща в затворен басейн и само от време навреме се възобновява неговата връзка със Средиземно море. Шелфът от западната част на Черно море се превръща в обширна алувиална равнина.

Предполага се, че през кимерия се е осъществила и връзката на Черно море посредством р. Дунав с Дакийския басейн (Семененко, 1999). Именно с кимерийския етап е свързано образуването на глинесто-песъчливите ожелезнени седименти на северозападния черноморски шелф и Азовско море. В условията на топъл и влажен климат при развита речна мрежа и при понижаване на базиса на ерозия интензивно се размиват криворожките железисти кварцити, от внасяното колоидно желязо на които са се образували оолитните железни руди. В откритите части на морето железните съединения се отлагат заедно с глинести и карбонатни частици, образувайки сидеритови конкреции, зафиксирани в С.380/380 А (Геологическая история..., 1980).

Най-старите долноплейстоценски седименти, разкрити в акваторията на българския шелф, според Куприн и др. (1984) са намерени в С-114, прокаран в периферията на южнобългарския шелф на дълбочини 100 m и в С-2б на площта Самотино море – на дълбочина 53,3 m (Стоянова, 1990). В С-114 (в интервала от 2,00 до 2,60 m) под новоевксински прибрежно-морски седименти с преотложена чаудинска фауна залягат и глини без макрофауна. От диатомовите водорасли е открит видът *Melosira prae*, а спорово-поленовите спектри свидетелстват за морски условия и спорадична връзка със Средиземно море. Аналогични са седиментите в основата на разреза на С-2б, където куялницките глини лежат под глини с чаудинска фауна (Куприн и др., 1984). В дълбоководната котловина (С-380/380 А) седименти на кимерия и куялника не се различават – това са диатомови глини с прослои от мергели, сидерити и сапропели, които съдържат еврихалинни форми диатомеи и динофлагелати, свидетелстващи за двустранна връзка със Средиземно море (Геологическая история..., 1980).

Седиментите, формирани в интервала 1,8–0,7 млн. години, отговарят на гурийските слоеве, които едни изследователи отнасят към т.нар. еоплейстоцен (Куприн и др., 1984; Федоров, 1978), а други – към горния плиоцен (Геологическая история..., 1980). Както и повечето български изследователи, ние отнасяме гурия към горния плиоцен (Шопов, 1993).

Към гурийския хоризонт са отнесени тъмнозелените глини, разкрити във Варненския залив – С-33, прокаран със сондажния кораб "Геохимик" през 1982 г. Горнището им заляга на абсолютна дълбочина 70 m. Ще приведем описанието им по данни на Григорьев, Шевченко, Шопов (1985).

Под дебела покривка от тинести и песъчливо-тинести утайки на холоцена и новоевксина, на дълбочина 48,5 m от морското равнище се срещат плътни тъмнозелени карбонатни глини без макрофауна. Според посочените изследователи микрофауната е характерна за морските седименти на миоцена, но изхождайки от състава на остракодите, те изключват по-стара възраст от края на плиоцена и началото на плейстоцена. Гурийският хоризонт е описан (Куприн и др., 1984) в С-2б на Източно Самотино, където е представен от плътни тъмносиви глини, горнището на които заляга на абсолютна дълбочина 98 m. В дълбоководната падина към гурия е отнесена пачка с дебелина 38 m (С-380/380 А). При продължителност 1,1 млн. години скоростите на седиментация в дълбоководната част възлизат на 3,5–4 cm/1000 години. Морски седименти на гурия са широко развити по крайбрежието на Западна Грузия и Рионската падина, където мощността им надвишава 1000 m. Гурийският басейн в западната част по всяка вероятност е достигал откъм сушата до абсолютни дълбочини 70 m, но подобно твърдение е условно, доколкото седиментите са датирани по микрофауна, която може да бъде преотложена от по-стари слоеве. Засега уверено датирани морски седименти на плиоцена в западната част на басейна не са публикувани, поради което палеогеографските построения за този период имат твърде умозрителен характер.

Изхождайки от възможните подхранващи провинции на плиоценските седименти от акваторията, на сегашния етап трудно може да се предвиди натрупване на полезни изкопаеми от разсипен тип, още повече че на този етап р. Дунав не подхранва шелфа с теригенен мате-

риал. По това време дунавският материал се е отлагал в Източнокарпатското езеро. По-оптимистично е положението в северозападната част, където се формират залежите от кимерийски оолитни железни руди.

### 2.2. Плейстоценски стадий

#### 2.2.1. Долен плейстоцен

Получените данни за геоложкия строеж и геоморфологията на релефа в западната част на Черно море позволиха да се реконструират и дефинират отделните стадии в неговото развитие. При използването на широк спектър от стратиграфски методи и абсолютни датировки, както и чрез съпоставката на данните от дълбокото сондиране, става възможно да се изгради една сравнително стройна схема за развитието на басейна през плейстоцена и холоцена. Следва обаче да се отчита, че отделните етапи са свързани понякога със значителни преходи и че смяната на затопляне и осоляване на басейна или застудяване и опресняване в съчетание с тектонските движения е завоалирана и достоверно се следи при съпоставка на молюсковата фауна, нанопланктона и спорово-поленовите спектри. За шелфа, където най-ярко се проявяват глациоевстатичните колебания, са характерни честите и значителни понякога стратиграфски прекъсвания, при което се срещат само отделни реликтови форми и седименти.

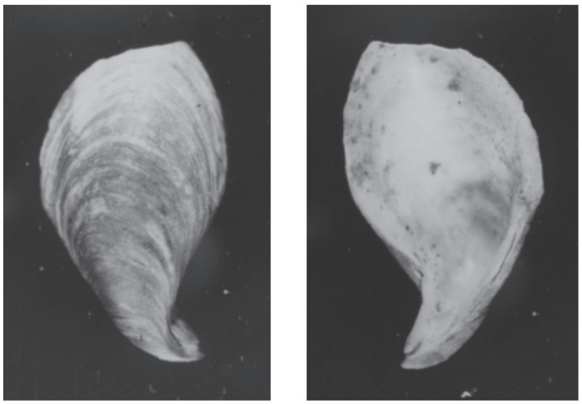
Краят на плиоцена и началото на плейстоцена се бележи от дълбока регресия и цялостно преобразуване на речно-долинната мрежа. Границите на басейна значително се съкращават и обширни шелфови пространства се осушават.

Развитието на молюсковата фауна понтийски тип (кимерий, куялник) завършва през гурия. През долния плейстоцен масово развитие получава комплекс от форми със съвременен хабитус, като все още през чаудинско време се запазват реликти от някои понтически форми.

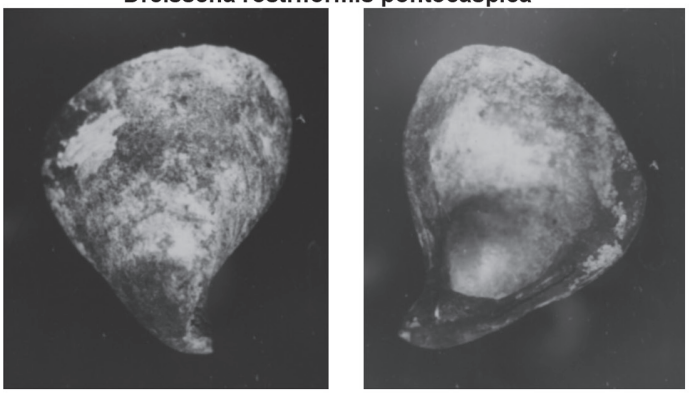
В Черноморската област към долния плейстоцен се отнасят чаудинските седименти, намиращи се както по крайбрежните терасни комплекси, така и в акваторията. Те са представени от твърде широк спектър от седименти и се намират на различни хипсометрични равнища. Морски чаудински седименти се разполагат както на тераси-

те на Таманския полуостров (35–40 m), на Кавказкото крайбрежие (55–60 и 100 m – Федоров, 1978), а също така и в акваторията. В югоизточната част (Рионската падина) през ранния плейстоцен се формират сложни по състав теригенни седименти с мощност до 1500 m (Китовани, 1976). Аналози на чаудинските седименти са известни и по крайбрежието на Северна Турция. Разкритите седименти, съдържащи чаудинската фауна на шелфа, са датирани като горночаудински (Димитров, Говберг, 1979; Хрисчев, Шопов, 1979).

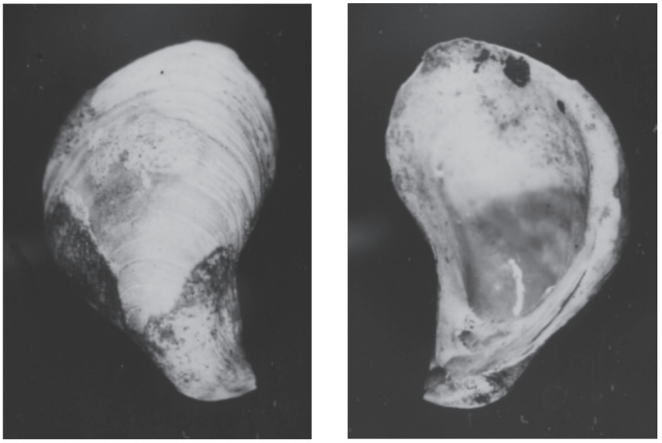
Върху размивната граница на морските и континенталните седименти с плиоценска възраст в акваторията залягат долноплейстоценски чаудински седименти, диагностирани с богата, типична за чаудата фосилна молюскова фауна. Характерно е тяхното широкоплощно развитие и фациално разнообразие. Фиксирани са първоначално на периферията на шелфа, в зоната на валовете, на дълбочини от 80 до 140 m като литификати с прибрежно-морски произход и глини (Димитров, Говберг, 1979), а по-късно бяха установени почти всички фациални разновидности от тях (Димитров, 1990). Паралелно с това утайки от същия тип с чаудинска фауна бяха установени почти повсеместно по периферията на шелфа на Черно море в зоната на валовете, както и в централната област на шелфа, до абсолютни дълбочини 80 m (фиг. 2.3. а, б).



Dreissena rostriformis pontocaspica

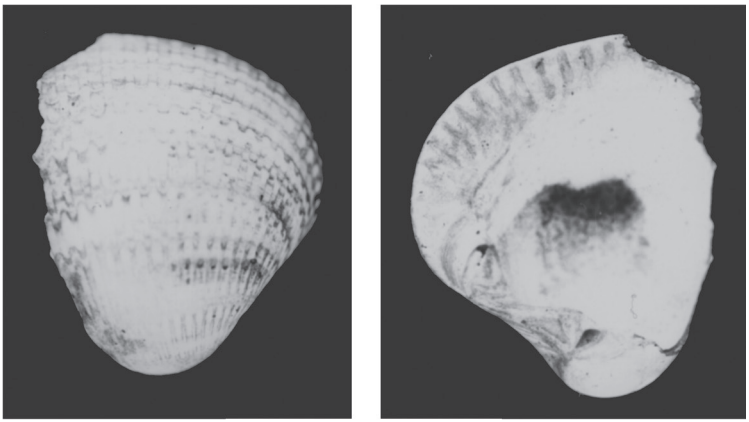


Dreissena rostriformis abchasica

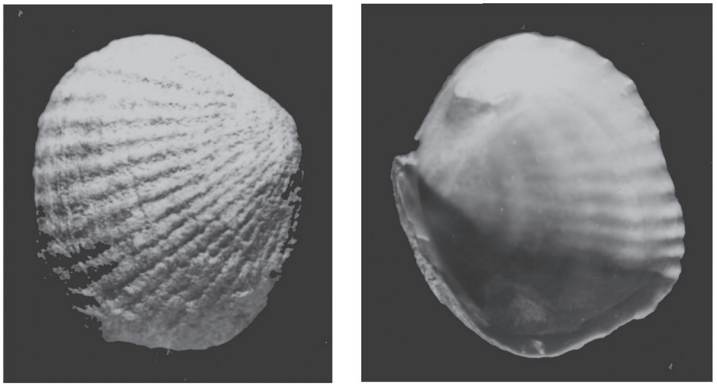


Dreissena rostriformis tschaudae

Фиг. 2.3: а – Долноплейстоценска фауна (род Dreissena)



**Didacna olla livent**



**Didacna tschaudia guriana**

Фиг. 2.3:б – Долноплейстоценска фауна (род Didacna)

В района на Кавказкия шелф (Магри, Грузия) (фиг. 2.2) на дълбочина 100 m в сондажна колонка с дължина 210 cm бяха установени чаудински прибрежноморски утайки (Димитров, 1990). В интервала от 0 до 175 cm се разкриват типични за холоцена от шелфа фазеолинови и митилусови алевро-пелитови тини. Под тях от 175 до 195 cm се срещат прибрежно-морски черупчести седименти на новоевксина с фрагменти от преотложена чаудинска фауна. В интервала 195–210 cm се разкриват утайки с типична чаудинска фауна, аналогична на описаната (фиг. 2.2). При провеждане на океаноложки изследвания в района на Босфора на дълбочина 96 m е взета сондажна колонка с дължина 100 cm. В интервала от 0 до 40 cm са установени холоцен-

ски алевро-пелитови тини. Следват маломощни (в интервала 40–45 cm) черупчесто-теригенни седименти на новоевксина, под които се разкриват светложълти кварцови пясъци, плажов тип с детрит и цели черупки с чаудинска молюскова фауна (Димитров, 1990). По такъв начин е било установено, че т.нар. от някои изследователи (Федоров, 1978; Куприн и др., 1984) "българска чауда" има не локално, а повсеместно разпространение по целия черноморски шелф. Анализът на спорово-поленовите спектри (Filipova et al, 1987) на разкритите разрези на долния плейстоцен дават основание да се твърди, че те са формирани в условията на дълбока регресия на басейна (фиг. 2.2). По всяка вероятност седиментният комплекс е формиран по времето на глациала миндел.

Схематичният геоложки разрез (фиг. 2.2) илюстрира положението на чаудинските слоеве, които фиксират единен регионален етап в развитието на басейна през долния плейстоцен. Разкритите разрези от българския, турския и кавказкия шелф съдържат еднотипна чаудинска фауна и аналогични спорово-поленови спектри. Те са привързани към периферната област на шелфа в зоната на валовете.

Много изследователи в границите на Черноморския басейн отделят две фази в развитието на Чаудинския басейн – ранна регресивна и късна – трансгресивна (Куприн и др., 1984; Куприн и др., 1985; Федоров, 1978). Досега на основата на богатия фактически материал, с който разполагаме в акваторията на Черно море, са установени само регресивни чаудински слоеве, формирани в условията на студен климат, съдържащи еднотипна чаудинска фауна. Ще отбележим, че по данните от дълбоководното сондиране (Геологическая история..., 1980) на базата на изучаването на състава на диатомеите и спорово-поленов анализ се достига до същите изводи.

Българските изследователи (Димитров, 1978; Khristchev, Schopov, 1978) отстояват горночаудинската възраст на разкритите на шелфа седименти с чаудинска фауна, както и нейния регресивен характер. На континенталния склон и абисалното дъно дебелините на чаудинските слоеве достигат до 200–300 m и се отделят по данните от сеизмоакустичното профилиране (фиг. 2.2). Към долния плейстоцен (вилафранк) могат да бъдат отнесени валунно-чакълните и пясъчни флувиалноруслови седименти от крайбрежието, формирани около ус-

тията на големите реки. Тяхната конфигурация, морфометрия, както и съдържащата се в тях фауна от бозайници дава основание да се приемат за континентални аналози на чаудинските утайки от акваторията. Така например в разреза на косослоестите алувиални образувания в района Новоселци–Средец по време на експлоатация на строителни материали бяха разкрити останки от *Archidiskodon meridionalis Nesti*, което потвърди долноплейстоценската му възраст (Попов, Савов, Йорданов, 1964). Справедливо е допускането (Христев, Шопов, 1979), според което континенталните пясъци в основата на С-8, прокаран в Бургаския залив, са аналози на чаудинските слоеве.

Палеогеографските реконструкции на чаудинските слоеве показват, че границата на разпространение на басейна в западната му част е достигнала до изобата 70 m. Допълнителни данни за широкото площно разпространение на чаудински седименти са получени по време на инженерно-геоложките проучвания на шелфа (Куприн и др., 1984; Стоянова, 1990). Предполага се, че вътрешната граница на басейна и в останалите части на Черно море се е лимитирала от същите дълбочини.

Анализът на веществения и минераложкия състав на утайките не дава основание да се прогнозират полезни изкопаеми от разсипен тип или аномални концентрации на някои полезни компоненти.

### 2.2.2. Среден плейстоцен

За развитието на Древноевксинския басейн в неговата западна част засега разполагаме с твърде малко сведения, за да можем да създадем една по-достоверна картина за неговото разпространение. Освен класическия разрез на Древноевксинския басейн, разкрит в Бургаския залив (Khristchev, Schopov, 1978), през последните години древноевксинските седименти бяха разкрити северно от въпросния разрез в районите на структурите Източносамотинска, Самотино море, Стефан Богданов, на Елизаветинската и Наневската (Стоянова, 1990). В едни случаи древноевксинът заляга върху континентални аналози на чаудинските, а в други случаи на морски чаудински седименти. На шелфа дебелината на древноевксина се изменя от 0,2 до 27,2 m (С-3 Априлска площ), а абсолютната дълбочина на неговото горнище – от 71,5 до 91,8 m (Куприн и др., 1984; Стоянова, 1990). Явно Древно-

евксинският басейн е припокривал чаудинския, като откъм сушата е стигал по-близо до брега. В С-3, разположен на Априлската площ на 10 km източно от паралела на Шабла (Божилова и др., 1989), над прибрежно-морски седименти с размив залягат древноевксински пясъци, алеврити и глинести тини. По спорово-поленови спектри въпросният интервал е отнесен към "ледниковия период на късния древноевксин" (Божилова и др., 1989). В дълбоководната част е развит пълният разрез на средния плейстоцен (С-380/380 А), в който Жузе, Коренева, Мухина (Геологическая история..., 1980) отделят палеоузунлар, ранен древноевксин, късен древноевксин и узунларски слой.

По комплекса от диатомеи палеоузунларските седименти са се отлагали в условията на морски солеводен басейн, което говори за известна връзка със Средиземно море. Според Федоров (1978) това е била първата трансгресивна фаза след минделската (чаудинската) регресия. Типично древноевксинските слоеве се характеризират със сравнително захлаждане на климата, свидетелство за което е появата на студенолюбиви диатомеи. Това свидетелства за проява на риското заледяване, на което отговарят и утайките, разкрити в С-3 на Априлска площ (Божилова и др., 1989). През узунларско време климатът се затопля и връзката със Средиземно море се възстановява.

### 2.2.3. Горен плейстоцен

На българския шелф средноплейстоценският разрез постепенно преминава в седиментите на карангата, охарактеризиран добре фаунистично без следи от размив или прекъсване (Христчев, Шопов, 1979). Интересен е фактът, че в С-3 по палеомагнитни данни (инт. 34,5–55,2 m) Божилова и др. (1989) установяват магнитна инверсия, която корелира с магнитния епизод Блейк (110 хил. години). За съжаление обаче този интересен факт не е потвърден фаунистично или по спорово-поленов анализ, което го поставя под съмнение. Карангатските седименти са широко разпространени по крайбрежните тераси, което позволява с висока достоверност да се проследи границата на карангатския басейн откъм сушата.

Максималният стадий на вюрмското заледяване настъпва преди около 18 хил. години и предизвиква дълбока евстатическа регресия на Световния океан, като неговото равнище достига до 130 m под съвременното (Димитров и др., 1986). По същото време в Черноморския ба-

сейн се проявява т.нар. посткарангатската или предсурожка регресия. Получените обширни материали по преудълбочените палеодолини на крайбрежието и шелфа (Островский, 1967; Островский, 1969; Попов 1973) са позволили на цитираните изследователи да отделят две регресивни фази – предсурожка (посткарангатска) и предчерноморска (предхолоценска). Т.нар. предсурожки седименти в долината на р. Бзиби се намират на дълбочина 140 m, докато предхолоценските се разполагат на дълбочина 120 m (Островский, 1967). Подобни резултати, които потвърждават дълбокото понижаване на морското равнище през посткарангатската (преди около 18 хил. години) и предхолоценската (преди около 8 хил. години) регресии са получени при геологически изследвания на шелфа (Щербаков и др., 1978; Димитров, Говберг, 1979; Хрисчев Шопов, 1979; Димитров, 1982). Повечето руски изследователи (Щербаков и др., 1978; Куприн и др., 1984; Возовик, 1982) утвърждават постепенното осоляване на предхолоценския басейн, докато според автора събитието е имало катастрофален характер, за което се привеждат убедителни аргументи (Димитров, 1990; Димитров, Димитров, 2003).

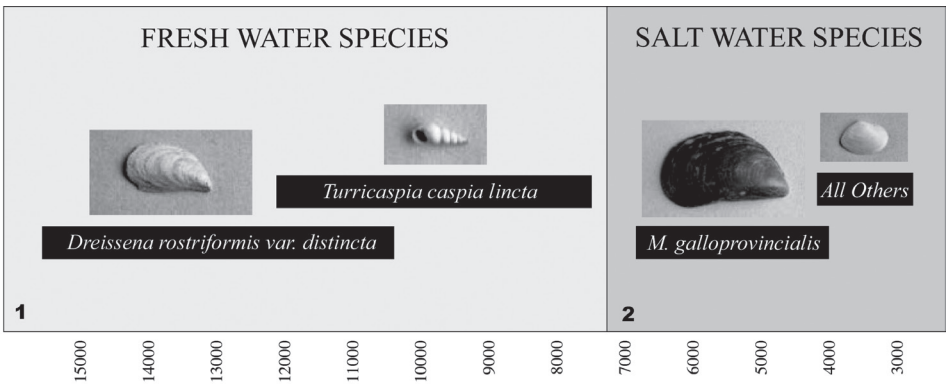
### 2.3. Холоценски и съвременен стадий в развитието на басейна

Към холоценския стадий се отнасят утайките, формирани през последните 8 хил. години, като неговата най-горна част, която обхваща последните 3–3,1 хил. години (обема на джетеминско време), наричаме съвременен стадий.

В резултат от последната дълбока регресия на басейна, изливането на пресни води от Черно море в Средиземно море се прекратява преди 9500 г. (Jones and Gagnon, 1994; Ryan et al, 1997; Cagatay et al, 1999, 2000; Aksu, et. al, 1999; Demirbağ et. al, 1999; Hiscott, et. al, 2002) и равнището на сладководното Черноморско езеро се установява на дълбочини 90–120 m (Dimitrov, Dimitrov, 2004). Преди около 8000 години равнището на Световния океан, респективно на Мраморно море, надвишава това на Черно море с около 80 m. Катастрофалното нахлуване на океански води със соленост 38‰ в сладководното Черноморско езеро води до драматични последици за природната среда. Залята е площ от 50 000 km$^2$.Скъсването на Босфорската преграда е предизвикано или от високия хидростатичен напор на Мраморно море или от честите земетресения в района, или и от двете, взети заедно (Димитров, 1990; Димитров, Димитров, 2003) (фиг. 2.4).

Фиг. 2.4. Ход на катастрофалните събития по абсолютни датировки по $^{14}C$ на *Mytilus galloprovincialis* (Димитров, Димитров, 2003)

Началото на холоценския стадий се бележи с катастрофално издигане на морското равнище, когато на шелфа се отлагат утайки със смесен пресноводно-морски състав на молюсковите съобщества. Отново е необходимо да се отбележи, че абсолютните датировки на долнището на холоцена по радиовъглероден анализ на черупки от *Monodacna caspia*, *Mytilus galloprovincialis* и др. показват възраст около 7,5–8 хил. години (фиг. 2.5).




Фиг. 2.5. Смяна на молюсковите съобщества:
Видове фауна: 1 (пресноводна и бракична) и 2 (морска) (Ballard et al., 2000)

Сред българските изследователи на Черно море разногласия по положението на границата холоцен-плейстоцен не съществуват. Ня-

кои изследователи предлагат долната граница на холоцена да премине по горнището на новоевксина. Изтъкнатите аргументи в това отношение са крайно неиздържани (Григорьев и др., 1985). Абсолютните датировки $^{14}C$ на долнището на холоцена по средиземноморски тип фауна от *Mytilus galloprovincialis*, *Cherastoderma glaucum*, *Monodacna caspia* и долнището на сапропелите по $C_{орг.}$ показват възраст около 7500–8000 календарни години и фиксират времето на катастрофата (Slavova, 2002).

Преходните бугазки слоеве са развити фрагментарно на шелфа и са засебени във възрастовия диапазон 7,5–8 хил. години. На континенталния склон и абисалното дъно тяхното положение е твърде спорно. Наречената по-рано от нас "преходна пачка", която лежи под сапропелните тини, се оказа, че по спорово-поленови спектри (Filipova et al, 1989) трябва да бъде отнесена към новоевксина. Като оставяме засега въпроса за точното място на бугазките слоеве в дълбоководната част на басейна, ще отбележим, че на шелфа те са разпространени фрагментарно и достигат до абсолютна дълбочина 30 m. Установената стабилна връзка между Черно и Средиземно море бележи отлагането на каламитско-витязевските слоеве (древночерноморски по Федоров, 1978), които на шелфа се отличават със значителна мощност и са добре издържани по простиране. С фациален преход от горната част на континенталния склон към дълбоководието се следят сапропеловите утайки. Съвременният стадий се характеризира със седиментация на разнообразни по състав и особености утайки на шелфа, отразяващи особеностите на съвременните подхранващи провинции. В дълбоководната част преобладава коколитофоридовата седиментация.

В съвременния джетемински стадий от развитието на Черно море образуването на органогенно-минерални утайки се извършва в т.нар. халистази, т.е. в областите, които се намират под центровете на основните циклонални вихри. Последните по всяка вероятност са запазили характера на циркулация през целия холоцен. В тези области при сравнително висока продуктивност на фитопланктона (динофлагелати и коколитофориди) и слабо подхранване с теригенен материал се извършва своеобразна сепарация на планктонна биомаса с преобладание на карбонатната компонента (коколитофоридови). Формират се от карбонатни (50–70%) до силно карбонатни (>70%) тини. По-

добно на съвременните коколитови тини, витязевско-каламитските сапропели също са се формирали в обсега на циклоналните кръговрати, обаче те са слабо карбонатни, което е свързано със слабото развитие на коколитофоридите. Съдържанието на ОВ в тях достига до 22%. Палиноложките изследвания (Filipova et al, 1989) показват, че през каламитско-витязевско време седиментацията е протичала в условията на топъл хумиден климат (по-влажен от съвременния) и в акваторията са постъпвали повече питателни соли. Основният поток от хранителни вещества е постъпвал от средиземноморските води, което е довело до бурни "цъфтежи" на диатомеи, динофлагелати, планктонни рачета и копеподи. В условията на сероводородното заразяване органогенната материя се запазва от пълно разлагане. Областите на отлагане на сапропелните тини са се изменяли във връзка с промяната на хидродинамичния режим и особено в областите на подводното разтоварване на подводните долини на континенталния склон. По тази причина често в сапропелите се срещат прослойки от теригенни и теригенно-сапропелови тини в най-различни комбинации.

Холоценската трансгресия се е развивала твърде неравномерно. За последните 9 хил. години Невесский (1967) отделя 6 фази на трансгресията, всяка от която е предшествана от кратковременна, но достатъчно дълбока регресия. Анализирайки късноплейстоценската история на Черно море през последните 15 хил. години, Федоров (1978) е отделил 7 промеждутъчни регресии, последвани от периоди на бързо издигане на морското равнище. Попов и Мишев (1974) отделят на шелфа от западната част на Черно море 4 подводни тераси, разположени съответно на 35–40, 20–25, 8–12 и 4–5 m, които отразяват етапи на стабилизация на морското равнище през холоцена.

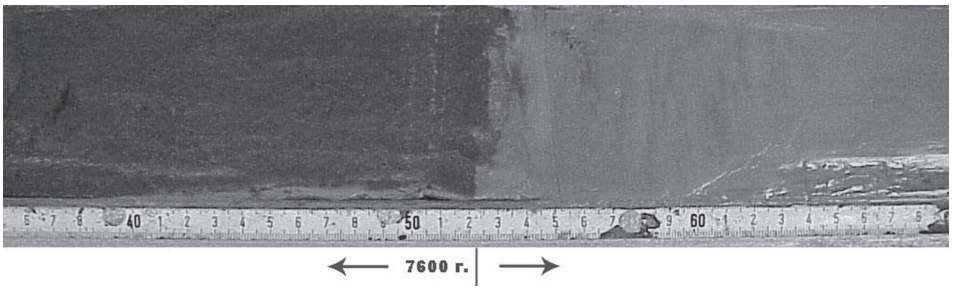
### 2.4. Геокатастрофални събития в Черно море

Най-новата геоложка история на Черно море, която обхваща последните 25 хил. години, днес е предмет на особено внимание. Лансираната хипотеза за геокатастрофалните събития в Черно море беше опонирана от някои чуждестранни и български учени – геолози и археолози. Това беше повод за разгръщане на активни международни морски експедиционни изследвания с цел корелация на геологическите, климатическите и историческите събития в Черно и Егейско море

през последните 25 хил. години. Особено внимание беше отделено на проливите Босфор и Дарданели, които съдържат важна информация за дешифриране на хода на катастрофалните събития преди около 8 хил. години ВР. Най-важните научни аргументи в подкрепа на теорията за геокатастрофалните събития са:

• Наличието на периферията на шелфа на стара брегова линия, съществувала преди около 9,5–8 хил. години ВР, която се разполага на дълбочини 90–120 m (фиг. 2.2, 2.4);

• Съществуването на катастрофален тип дълбоководни органогенно-минерални утайки (сапропели), които са продукт на катастрофата (фиг. 2.6);




Ia+Ib, холоцен Ic, новоевксин

Фиг. 2.6. Граница сладководни (новоевксински) – морски утайки (ДОМУ, холоценски) ($^{14}$C –7600 г.)

• Рязката смяна на макро- и микрофауната от сладководното езеро, съществувало преди повече от 8 хил. години, с типично морски съобщества (фиг. 2.5);

• Възникването на сероводородно заразяване в резултат на катастрофата (фиг. 2.7).

Прави впечатление синхронният характер на описаните събития като следствие на катастрофата.

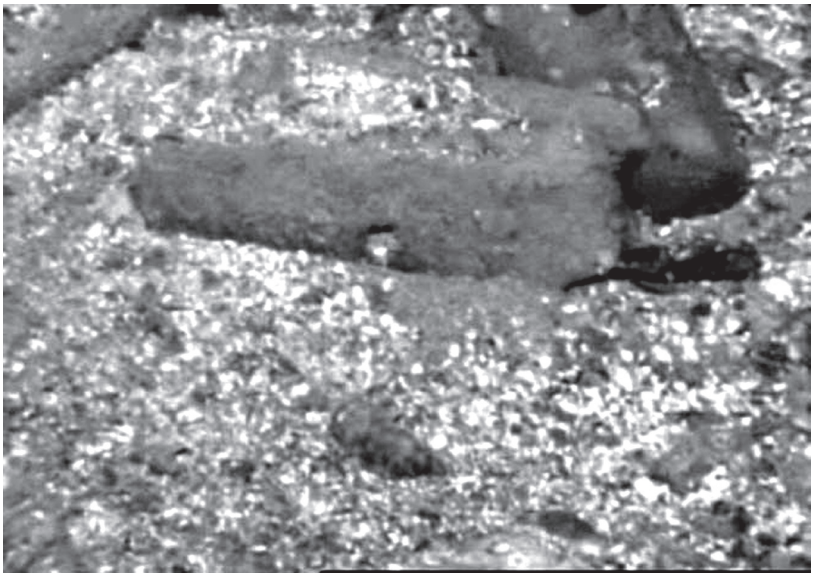
Съществуват и не многобройни, оспорвани от някои изследователи артефакти (Димитров, Димитров, 2003), които се свеждат до следното:

• Наличие на останки от древни неолитни селища и некрополи по крайбрежието (Варненски и Дуранкулашки), датирани 6-о–5-о хилядолетие ВС (фиг. 2.8).

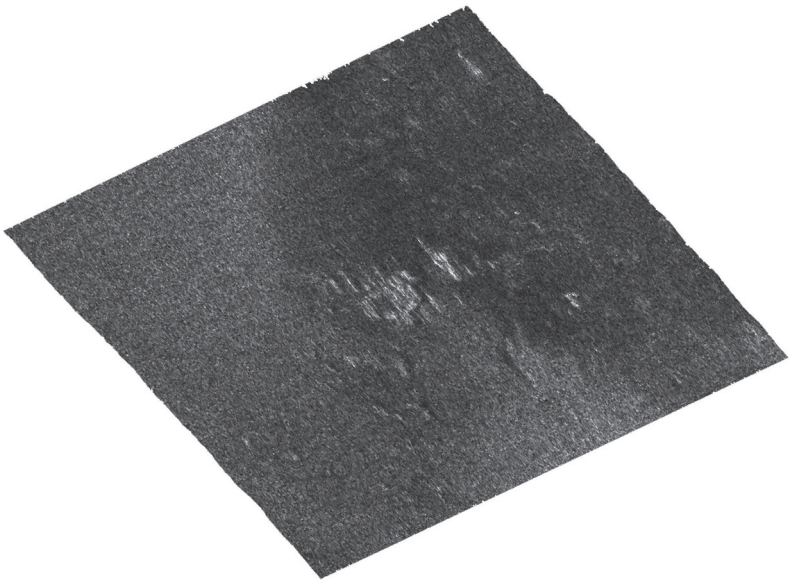
Фиг. 2.7. Връзка между катастрофалните събития и генезиса на сероводорода

Фиг. 2.8. Култово-битови изделия от злато, мед и глина (V хил.пр.Хр. култура Варна, Варненски некропол, гроб № 43)

• Наличие на останки от древни неолитни селища и некрополи в района на старите брегове на дълбочини 90–120 m (фиг. 2.9 а, б).



Фиг. 2.9 а. Останки от основи на неолитно селище от дъното на Черно море в района на Синоп (подводна снимка) (Ballard et al., 2000)



Фиг. 2.9 б. Възможни останки от неолитни селища на старите брегове – дълбочина 115 м (сонарна снимка)

“Чинията на Ной”, оспорван и може би единствен засега артефакт, който вероятно е бил гробна утвар с култово-битово предназначение. Знаците върху “чинията на Ной” е възможно да се окажат най-старите писмени послания с допотопна възраст (фиг.2.10 а, б).

Фиг. 2.10 а. “Чинията на Ной” – общ изглед

Фиг. 2.10 б. Символи върху обратната страна на чинията

Вероятно неолитните селища и некрополи от крайбрежието и оскъдните останки от селища и некрополи (засега) от районите на старите брегове са фрагменти от една съществувала неолитна цивилизация.

• Анализът на многобройните златни и медни украшения и разнообразна погребална утвар от Варненския и Дуранкулашкия неолитен некропол свидетелстват за високо развита неолитна цивилизация и наченки на първични форми на държавна организация.

• Наличие в спорово-поленовите спектри на запазен полен от видовете *Cerealia – type*, *Centaurea cyanus*, *Plantago lanceolata*, *Polygonum ariculare* вероятно свидетелства за началото на културното земеделие (Filipova-Marinova, 2003).

От съществуващите митове и легенди ще се спрем на 3 от най-разпространените, които имат пряко отношение към геокатастрофалното събитие:

• "Митове и легенди от древен Шумер" са един изключителен автентичен документ. Поемата за Гилгамеш е предание, което ни дава информация за пътешествието на митичния цар на Урук Гилгамеш и неговия път през "морето на смъртта", което ние индентифицираме с Черно море. Намирайки много общи черти в черноморската и нейният приемник шумерската цивилизация, не е изключено юнакът Гилгамеш да произхожда от коляното на Ной.

• Анализът на шумерския "Епос за Гилгамеш" показва че митичният герой в търсене на безсмъртието преминава през "морето на смъртта", откъдето произхожда и днешното име на Черно море, унаследено от хилядолетията.

Ние възприемаме Библията като важен литературен симбиоз на събития и различна давност, заимствани от преразказвани първоизточници, чието авторство е заличено от времето, но в основата на гл. "Битие" е преразказано събитие, описано в Шумерския епос.

Версията на Платон за Атлантида в трудовете му "Тимей" и "Критий" е благоприятна почва за стотици и хиляди негови интерпретатори. Атлантида е "монтирана" на различни места – от Средиземно море и Атлантическия океан до езерото Титикака, включително и в Черно море.

Съпоставяйки данните от природните събития в Черно море и археомитологията, както и легендата за Ной и Ноевия ковчег, с голяма достоверност можем да твърдим, че останките им се намират на дъното на Черно море. Те се разполагат на съвременни дълбочини около 40 m, където е акостирал корабът на Ной след "Потопа". През послед-

ните 8 хил. години останките от кораба и гробът на Ной са засипвани от речните и морските наноси и тяхното намиране е първостепенна задача на съвременната морска археология.

Възобновяването на морските дълбоководни геоархеологични проучвания е въпрос не само на престиж на нашата морска наука, но е важен критерий за изясняване на една важна страница от най-древната и драматична човешка история, сътворявана по нашите земи.

# ГЛАВА ТРЕТА

## ШЕЛФОВИ И ДЪЛБОКОВОДНИ СЕДИМЕНТИ – СТРАТИГРАФСКА И ЛИТОЛОГО-ГЕОХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА

### 3.1. Стратиграфия на дънните седименти

Комплексното изучаване на дънните седименти на шелфа позволи да се разчленят стратиграфски седиментите, а след това да се разгледа литоложкият строеж по времеви интервали.

Основите на стратиграфията на черноморските седименти по молюскова фауна са разработени още от Андрусов (1892). По-късно неговата стратиграфска схема е детайлизирана и допълнена в трудовете на Архангельский, Страхов (1938), Невесская (1961, 1965); Невесский (1967), Попов (1973), Горецкий (1953), Муратов (1972), Федоров (1963, 1978).

Публикувани са значително количество работи по стратиграфията на шелфовите и дълбоководните утайки (Щербаков и др., 1978; Ross, Degens, 1974; Шимкус и др., 1976; Ross, Neprochnov, 1978; Комаров, 1978) с приложение на широк спектър биостратиграфски методи и радиовъглеродни датировки.

Стратиграфското разчленение на плейстоценските седименти от западната част на Черно море започва с изучаване на морските брегови тераси (Petrbok, 1952; Федоров, 1963; Лилиенберг, 1970; Попов, Мишев, 1974; Айбулатов и др., 1992) и на разкритията по крайбрежието (Коюмджиева, 1961; 1964; Попов, Савов, Йорданов, 1964; Долотов, 1975; Bozilova, Filipova, Dimitrov 1979; Говберг и др. 1979; Димитров, и др. 1979; Atanasova, Bozilova, 1992; Кръстев, 1992).

През периода 1973–1990 г. в резултат на интензивни експедиционни изследвания на шелфа бяха публикувани редица трудове, посветени на стратиграфията и литологията на шелфа: Димитров, (1978); Khristchev, Shopov (1978); Шопов (1993); Filipova et al (1983); Filipova, Dimitrov (1987); Filipova et al (1989); Димитров, (1990) и др.

Проведеното през периода 1984–1988 г. инженерно-геоложко сондиране с руските сондажни кораби “Геохимик”, “Диорит” и “Туапсе” позволи на редица места на шелфа да бъде разкрит пълният

разрез на плейстоцена и холоцена (Куприн и др., 1984; Григорьев, Шевченко, Шопов, 1985; Стоянова, 1990).

Както в по-горе упоменатите, така и в настоящата работа, стратиграфското разчленение на утайките от западната част на Черно море е осъществено въз основа на макро-, микрофаунистични и палинологични методи на изследване, диатомов анализ, микроскопски анализ, рентгено-структурен анализ и радиовъглеродни датировки. В редица сондажни колонки изследванията са проведени по изброените по-горе методи, което позволи да се съпостави представителността на получените данни по отделните стратиграфски методи.

### 3.1.1. Молюскови комплекси

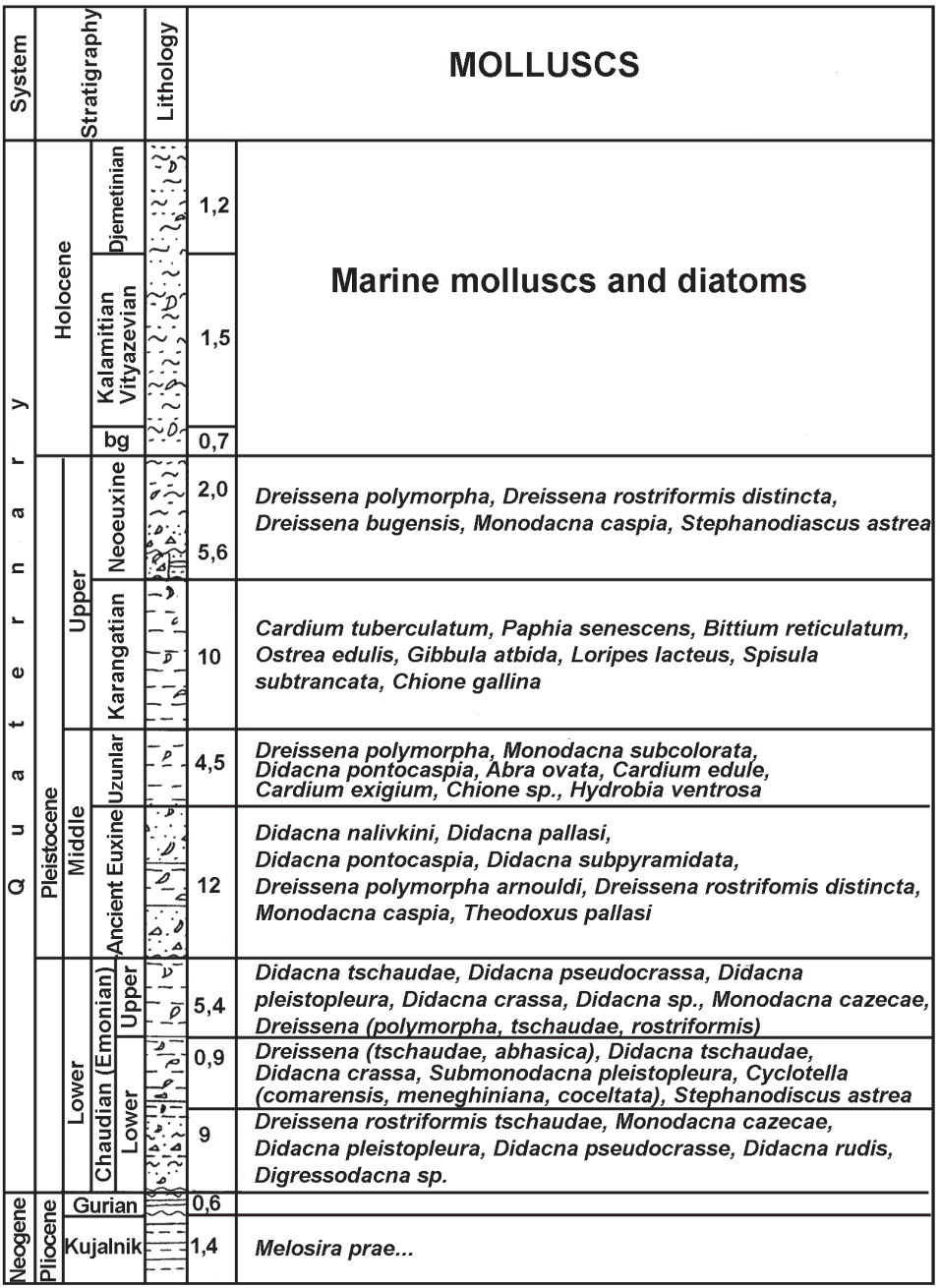
Стратиграфското разчленяване на дънните наслаги на шелфа е извършено по молюскова фауна, спорово-поленов анализ и абсолютни датировки по $^{14}C$. Утайките от дълбоководната част (континентален склон), подножие и котловинно дъно са разгледани по нанофосили (диатомови водорасли, динофлагелатни цисти и коколитофориди) и спорово-поленови спектри в съчетание с абсолютни датировки по $^{14}C$. Това позволи да се извърши стратиграфска корелация на плейстоцен-холоценския комплекс по отделните методи.

Видовото определяне на молюсковата фауна от многобройните експедиции, проведени през периода 1976–2000 г., е извършено от Л. Говберг, В. Кънева-Абаджиева, П. Федоров, В. Шопов, Е. Коюмджиева, П. Куприн, П. Димитров, Р. Стоянова и др.

Определени са ръководните комплекси молюски, характеризиращи късночаудински, древноевксински, карангатски, новоевксински, древночерноморски (бугазки, витязевски и каламитски) и новочерноморски (джеметински) слоеве (Хрисчев, Шопов, 1979; Говберг и др., 1979; Стоянова, 1990; Шопов, 1993).

Съставът на молюсковата фауна е изучен детайлно в 190 сондажни колонки. В разрезите са определени 36 вида молюски (фиг. 3.1, 3.2) и са показани характерните в стратиграфско отношение комплекси за различните зони на шелфа. Въз основа на тези комплекси е направено стратиграфско разчленение на разрезите главно от централната и периферната област на шелфа (фиг. 1.4).

Фиг. 3.1. Молюскови комплекси в опорни сондажи на шелфа (Геология и гидрология..., 1979)
nev – новоевксински;
bg – бугазки;
kl – vt – каламитско-витязевски;
dj – джеметински;
1 – пясък;
2 – тиня;
3 – тиня с прослои от пясък




Фиг. 3.2. Обобщена стратиграфска схема на шелфа от западната част на Черно море (Димитров, 1990)

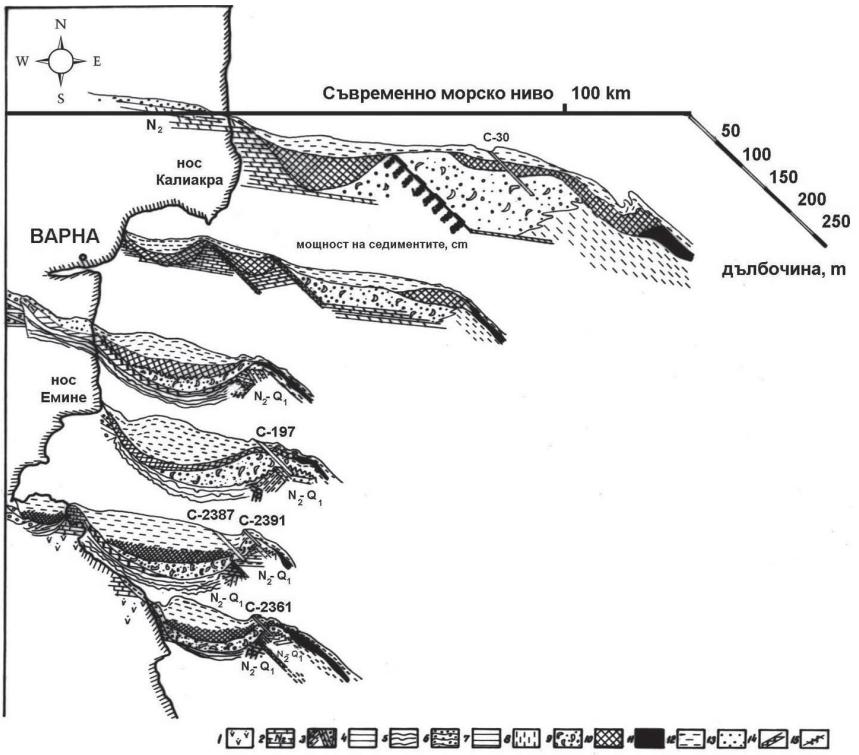
Най-пълни стратиграфски разрези са разкрити в централната област и на периферията на шелфа в зоната на подводните валове (фиг. 1.4). Определени са ръководните комплекси молюски, характеризиращи късночаудински, древноевксински, карангатски, новоевксински, древночерноморски (бугазки, витязевски и каламитски) и новочерноморски (джеметински) слоеве.

**- Доплейстоценски седименти**

Доплейстоценска брегова линия (горен плиоцен, вероятно гурий) беше открита на дълбочина 150–170 m през 1978 г. при драгиране с НИК "Изследовател 2" на горната част на континенталния склон на паралела на р. Резовска. Тя е представена от прибрежно-морски, чакълно-гравийни и песъчливи седименти с дебелостенни черупки ,обрасли с водораслова корица *Didacna* (Димитров, 1990). Плиоценски седименти (кимерий, куялник, гурий) са открити на много места на шелфа, континенталния склон и абисалното дъно (Федоров, 1978, Геологическая история, 1980, Куприн и др., 1980, Григорьев, Шевченко, Шопов, 1985, Стоянова, 1990; Крыстев, 1992).

**- Долноплейстоценски, късночаудински фаунистични комплекси**

В седиментите на шелфа на Черно море са установени утайки, съдържащи чаудинска фауна (фиг. 3.2, 3.3).




Фиг. 3.3. Схематични геоложки разрези на плейстоцен-холоценските седименти на шелфа (Димитров, 1990)
С-2387 – № на сондаж
1 – вулкано-седиментен комплекс; 2 – сарматски варовици; 3 – прибрежно-морски фациеси на плейстоцена и горния плиоцен; 4 – песъчливи глини с чаудинска фауна; 5 – предполагаемо развитие на континентални и лиманни седименти $N_2$ – $Q_1$; 6 – континентални флувиално-руслови фациеси; 7 – карангатски седименти; окислени новоевксински тини; 8 – новоевксински прибрежно-морски фациеси; 10 – древночерноморски тини; 11 – сапропелни тини; 12 – новочерноморски тини; 13 – пясъци; 14 – разломи; 15 – ерозионна граница

В сондаж 2361, разположен на периферния вал в най-южната част на западния шелф (фиг. 3.3), в долния слой на черупчестия детрит, пясъка и гравия, беше намерена многочислена фауна от молюски: *Didacna pleistopleura*, *Dreissena rostriformis tschaudae*, *Dreissena rostiformis abhasica*, *Didacna sp.*, *Dreissena sp.*, *Monodacna sp.*, *Didacna thamanica*, *Didacna crassa pseudocrassa*, *Didacna crassa sp*. (фиг. 3.1).

Детритът се състои от изброените по-горе видове. В останалите колонки освен тези видове са открити също *Didacna tschaudae*

*tschaudae Didacna crassa guriensis*, *Didacna crassa supsae*, *Monodacna sp.*, *Didacna aff. tschaudae*. Гастроподната фауна е представена от *Tedoxus pallassi*, *Micromelania caspia lincta*.

Под прибрежно-морските утайки на теригенно-черупчестия хоризонт с *Dreissena* лежат тъмносивите песъчливи глини, съдържащи *Dreissena rostriformis tschaudae*, *Dreissena rostriformis abhasica* и редки дребни екземпляри *Didacna tschaudae*. В някои случаи непосредствено под маломощните (до 10 cm) новоевксински черупчести пясъци залягат плътни лагунно-лиманни глини с чаудински дрейсени.

Следва да се отбележи, че чаудинската фауна се среща не само фрагментарно, в огладен вид или покрита от варовита коричка от епибионтна водораслова флора, но и като многочислени двувалвени екземпляри, свидетелство за тяхното съхранение "in situ" или близо до мястото на обитаване, при което наред с възрастните се срещат и млади екземпляри. В утайките на валовете от периферната област е разкрит целият спектър на фауната, намерена в седиментите на морските чаудински тераси по крайбрежието на Кримо-Кавказкия регион (Федоров, 1978).

Отначало чаудинската фауна беше открита на периферията на шелфа в зоната на валовете от южната граница до паралела на река Камчия. Утайките, съдържащи чаудинска фауна, (Khritchev, Shopov, 1978, Димитров, 1978) са отнесени към късночаудинско време.

Възрастта на тези слоеве, както и техният генезис, породиха една продължила повече от 10 години дискусия в научния печат (Федоров, 1978; Куприн и др., 1985). Повечето руски автори утвърждават долночаудинската възраст на т.нар. "българска чауда" (Федоров, 1978) и тектонската обусловеност на намирането на чаудинските слоеве в различно хипсометрично положение (Куприн и др., 1985). Не е необходимо подробното обсъждане на тези твърдения, още повече че сам П. В. Федоров (Федоров, 1988) потвърди тяхната горночаудинска възраст. През 1983 г. по време на експедиционни изследвания с хидрографен кораб "Бр. Орманов" на периферията на турския шелф в районите на Босфора, Синоп и на руския шелф в района на Туапсе (фиг. 2.4), на периферията на шелфа в зоната на валовете бяха открити чаудински утайки, съдържащи аналогична на горночаудинските слоеве фосилна фауна. Това даде основание за твърдението, че става дума за един регионален, непознат доскоро, етап от развитието на басейна през долния плейстоцен.

Изследванията върху сондажите от инженерно-геоложките проучвания на българския шелф (Куприн и др., 1984; Куприн и др., 1985, Стоянова, 1990), показаха, че чаудинските слоеве се срещат повсеместно в централната област на шелфа до абсолютни дълбочини 80–100 m. Те фиксират единен регресивен етап от развитието на Черноморския басейн, обхващал съвременни дълбочини 80–100 m (фиг. 2.2).

С намирането на чаудински слоеве на шелфа не могат да се съгласуват т.нар. чаудински тераси по крайбрежието (Попов, Мишев, 1974, Федоров,1978). Известно е, че те са датирани по тяхното хипсометрично положение, като молюскова фауна не е открита.

- *Средноплейстоценски (древноевксински) молюскови комплекси* (фиг. 3.2)

За първи път на шелфа древноевксински и узунларски утайки уверено бяха датирани в сондаж № 8, прокаран от НИК "Геохимик" в акваторията на Бургаския залив (Христев, Шопов, 1979). На дълбочина 49,85–41,5 m са разкрити тъмносиви глини със зелен оттенък, неслоисти, плътни. В тях Христев и Шопов (1979) определят следните видове, типични за древноевксинско-узунларския хоризонт: *Monodacna subcolorata (Andrus., Was.), Didacna crassa pontocaspia (Pavl.), Didacna sp., Monodacna sp., Cherastoderma glaucum (L), Abra ovata (Phiel.), Cardium exigium (Gm.in L), Didacna rudis (Mal), Hydrobia ventrosa (Mtg.) Theodoxus pallasi (L)*. В тази пачка авторите отделят типични древноевксински слоеве със соленолюбива фауна и узунларски слоеве с каспийски и средиземноморски елементи, които постепенно преминават в карангата. По-късно древноевксински утайки, представени от глини и пясъци, бяха разкрити повсеместно на шелфа по време на инженерно-геоложкото сондиране с цитираната по-горе фауна (Куприн и др., 1984; Стоянова, 1990). Анализът на литоложкия състав показва, че равнището на басейна е достигнало до съвременни дълбочини 20 m и утайките са се отлагали в условията на хладен и сух климат (заледяване). В разрезите на дълбоководните сондажи (Геологическая история..., 1980) средноплейстоценският разрез започва с алевритови и песъчливо-алевритови карбонатни тини.

- *Горноплейстоценски (карангатски и новоевксински) молюскови комплекси* (фиг. 3.2)

**Карангат**

Карангатският басейн е оставил незаличими следи от своето съ-

ществуване по цялата Черноморска област. Карангатските седименти се срещат по бреговете на Източния Крим, Керченския и Таманския полуостров и Турция (Федоров, 1978).

Карангатските седименти са разпространени в морските тераси по крайбрежието (Petrbok, 1952) и Варненското езеро (Коюмджиева, 1961, 1964; Семененко, Коюмджиева, Ковалюх, 1976). В акваторията на шелфа (фиг. 3.1, 3.2) карангатските седименти се срещат фрагментарно, като най-добре са запазени в прибрежната и централната част на шелфа, като на неговата периферия те са повсеместно размити. Изхождайки от положението на равнището на карангатския басейн (около 12 m по-високо от съвременното), на периферията на шелфа по това време са се отлагали пелитови тини, които по всяка вероятност са били размити в хода на новоевксинската регресия. По крайбрежието типична карангатска фауна е намерена в кладенците на брега на Варненското езеро в едрозърнести пясъци Тези пясъци съдържат *Loripes lacteus, Gastrana fragilis, Tapes calverti, Ostrea edulis* и др. (Коюмджиева, 1964). Тяхната абсолютна възраст, определена по радиовъглеродни датировки, варира в границите от 39,100±900 год. (Ku 628) по *Ostrea edulis* до 30,200 год ±950 год. (Ku 626) по *Tapes calverti* (Семененко, Коюмджиева, Ковалюх, 1976). Посочените абсолютни датировки са значително занижени и са на границата на възможностите на метода.

В акваторията карангатски седименти са описани в сондаж № 8 на НИК "Геохимик" от Хрисчев и Шопов (1979). В интервала 14–23,50 m се разкриват тънкодисперсни зелени глини с прослойки от черни глини. Фауната в основата на разреза е представена от следните видове, характерни за долния карангат: преобладават *Corbula aff gibba (ol.)*, *Rissoa parva (Costa), Bittium reticulatum (Costa), често се срещат Paphia senescens (Coc.) и рядко Cardium exigium (Gm.in L), Cerastoderma glaucum (L.), Rissoa membranacea (Andrus) Loripes lacteus (L.), Abra ovata (Phil.), Mytilaster lineatus (Gm in L.), Retusa triancatula (Brug.)*. Фауната е автохтонна, представена от добре запазени индивиди.

Среднокарангатските седименти в сондаж № 8 (по Хрисчев, Шопов, 1979) съдържат най-често *Cardium tuberculatum (L.), Papha senescens (Coc) Bittium reticulatum (Costa)*, срещат се още *Ostrea edulis (L), Loripes lacteus (L.)* и други. Фаунистичните съобщества са типично средиземноморски, стенохалинни, указващи за соленост не по-ниска от 30‰. (Невеская, 1965).

Най-горната част на разреза на карангата (сондаж № 8) е охарактеризирана с *Cerastoderma glaucum (L), Bittium reticulatum (Costa), Cardium exigium (Gm.in L.), Paphia senescens (Coc)* и други. Преобладават обаче еврихалинните видове, показващи понижена соленост (около 14‰), близка до тази в началото на карангата.

В дълбоководната впадина, към карангата са отнесени обогатени на диатомеи теригенни тини със сапропел. Дебелината на утайките тук достига 12 m, което свидетелства за високи темпове на седиментация – 40 cm/1000 години.

Карангатската трангресия е протичала по данни от палеоклиматичните реконструкции в условията на топъл климат, близък до аридния. Следите от карангатски тераси по крайбрежието показват че морското равнище се е повишило първоначално с 8 m, а по-късно с 12 m (Petrbok 1952; Коюмджиева, 1961).

Настъпилата посткарангатска регресия болшинството изследователи на Черно море свързват с началото на планетарната вюрмска регресия, когато равнището Световния океан се понижава до -130 m. (Димитров, 1982). Посткарангатската регресия е довела до понижаване на равнището на морето до -100 m. Абсолютните датировки по $^{14}C$ на периферията на шелфа показват, че горнището на посткарангатските прибрежно-морски седименти има възраст 18 хил. години (фиг. 2.2).

- *Новоевксински фаунистични комплекси* (фиг. 3.1, 2.2)

През горния плейстоцен, в затворения новоевксински басейн в прибрежната зона на морето доминира комплексът *Dreissena polymorpha – Monodacna caspia – Turricaspia caspia*, а в дълбоките участъци – *Dreissena rostriformis distincta* (фиг. 3.1, 3.2). От една страна, комплексът *Dreissena polymorpha – Monodacna caspia* свидетелства за максимума на новоевксинската регресия, и от друга, фиксира границата на новоевксинския басейн откъм брега. В редица случаи в една и съща колонка се срещат хоризонти както в единия, така и в другия комплекс, което е указание за смяна на условията на седиментация. Така например в сондажите, разположени в периферията на шелфа (фиг. 1.4, 3.3), където дебелината на новоевксинските утайки е около 400 cm, горната част на разреза се състои предимно от заоблени, покрити с варовита коричка черупки и детрит от *Dreissena polymorpha*, съставящи прибрежно морски седименти, докато в долната част на разреза се срещат едри двувалвени екземпляри от *Dreissena*

*rostriformis distincta* в алевритови тини. Откъм сушата новоевксинският басейн е достигал до абсолютни дълбочини 20–30 m (фиг. 1.4).

- *Холоценски фаунистични комплекси* (фиг. 3.1, 3.2)

За Черноморския басейн и досега не съществува общоприета единна скала на холоценския комплекс.

Началото на древночерноморската трансгресия, приемана от повечето автори, се бележи с появата в Черно море на първите еврихалинни форми. Границата между новоевксинските и бугазките слоеве се фиксира по появата на средиземноморските видове *Cerastoderma glaucum и Abra ovata*.

Тъй като положението на бугазките слоеве засяга една изключително конфликтна точка – границата холоцен-плейстоцен, ще си позволим да бъдем по обстойни. Обикновено границата между горния плейстоцен и холоцена е размивна. Определенията за абсолютна възраст по $^{14}C$ по черупки от *Dreisena* в новоевксински утайки показват около 11 хил. години. Но тъй като в повечето случаи бугазките утайки липсват в разреза, то тогава за долна граница на холоцена се приемат древночерноморските слоеве, чиито датировки по черупки от *Mytilus* показват 7–8 хил. години. Или в случая не се взема предвид един продължителен период на размив в условията на катастрофа, охарактеризиран с хиатус от 2 до 4 хил. години. Шопов (1993) предлага значително по-опростена подялба на холоцена, придържайки се към наименованията, дадени от Федоров (1982) и отхвърляйки т.нар. бугазки (преходни) слоеве (Невесская, 1965; Невесский, 1967). По най-нови схващания съществуването на бугазки слоеве е твърде спорно и противоречи на катастрофалния характер на събитията, протекли през долния холоцен. Факт е, че за бугазките и новоевксинските слоеве са ръководни едни и същи видове молюски. Това на практика означава, че бугазките седименти представляват ерозионни новоевксински седименти. Въпросът за границата плейстоцен–холоцен е твърде сложен. По молюскова фауна на шелфа тя е прокарана по горнището на новоевксинските утайки и долнището на древночерноморските слоеве. Това е позицията на повечето руски и български изследователи. Утвърждавайки катастрофалния характер на събитията преди около 7600 г., някои автори (Генов, Славова, 2004) определят мястото му на литоложки контрастната граница долен–среден холоцен. Приложената стратиграфска схема (Filipova-Marinova, 2003) показва корелацията на кватернерния комплекс по отделните стратиграфски методи (табл. 3.1).

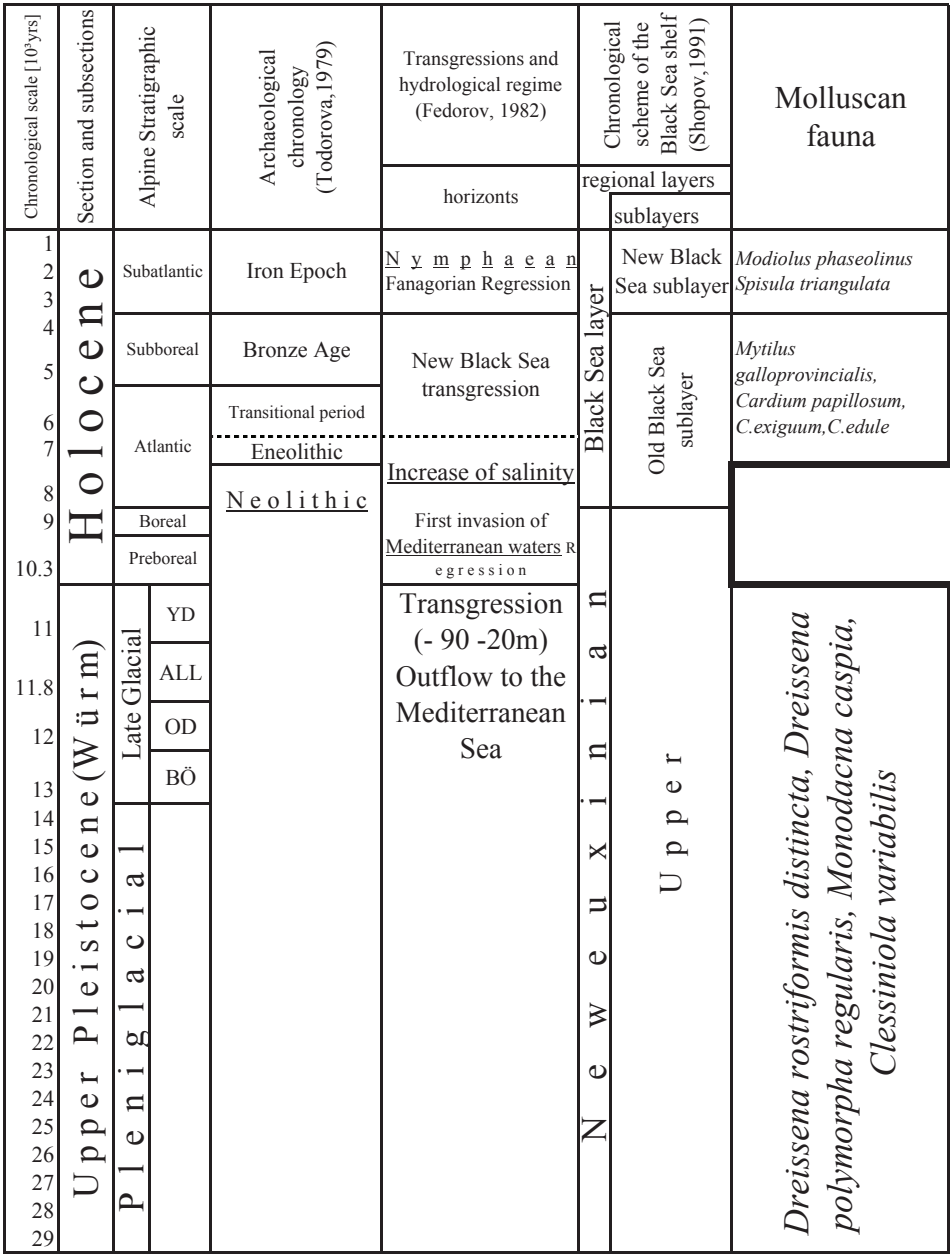
Кардиналната смяна на условията на природната среда в Черноморския басейн, следствие на катастрофалното нахлуване на средиземноморските води, стимулира бързото проникване и разселване на средиземноморските емигранти. За това свидетелства разнообразието на молюсковите съобщества в древночерноморските слоеве. Тук са обособени 7 комплекса, от които 2 плитководни, представени главно в заливите. Еврихалинните видове проникнали в Черно море свидетелстват за много по-висока, катастрофална за организмовия свят соленост (Ryan, Pitman, 1998; Dimitrov, Dimitrov, 2004).

Аналози по време на образуване на шелфовите витязко-каламитските утайки, на континенталния склон и абисалното дъно се явяват дълбоководните сапропелни тини.

В следващия, джеметински басейн, нивото на морето е било близко до съвременното, а солеността в откритите участъци е достигала 17–18‰. Сравнително дълбоководните участъци са били населени от полихалинния вид *Mytilus galloprovincialis*. По това време широко развитие получава един от най-соленолюбивите видове в Черно море *Papilicardium papilosum simile*. В дълбоководната част на шелфа, на границата между каламитските и джеметински слоеве, ясно се фиксира смяната на мидиевия комплекс с фазеолиновия. Комплексът *Modiolus phaseolinus* (фиг. 3.1) се разполага върху тинесто дъно на дълбочини 70–80 до 120–165 m, заемайки обширни площи от периферията на шелфа и горната част на континенталния склон. Дебелината на фазеолиновата тиня понякога достига до 100 cm, което свидетелства за висока биологична продуктивност и високи темпове на седиментация. В каламитско време същите тези пространства е заемал мидиевият комплекс *Mytilus galloprovincialis*, който се измества, за да даде път на по-приспособения за тези условия вид *Modiolus phaseolinus*. За честата смяна на екологичните условия в джеметинско време говори редуването на прослойки от *Mytilus и Modiolus*. На дълбочини 60–100 m, особено за южната част на шелфа, са характерни комплексите *Mytilus- Spisula- Cerastoderma и Spisula- Mytilus- Papilicardium* (фиг. 3.1).

Следва определено да се изтъкне, че независимо от значителните площи на разпространение на джеметинските утайки в северната част на шелфа не са отделени слоеве, характеризиращи чисто джеметинско време. Като правило утайките съдържат смес от черупки, характеризиращи чаудински, новоевксински и холоценски слоеве, което се дължи на интензивните придънни течения.

Таблица 3.1. Стратиграфска схема и пелеогеографска реконструкция на кватер-



нерните седименти от българския сектор на Черно море (Filipova-Marinova, 2003)

| Pollen asemblages | Coastal vegetation | Dinoflagellate assemblages | Palaeoecological reconstructions |
|---|---|---|---|
| *Quercus, Ulmus, Carpinus, Fagus, Alnus, Salix* | Mixed oak forests and formations of flooded forests | *Lingulodinium machaerophorum Spiniferites ramosus* | Increase of humidity,decrease of temperature,salinity-similar to the present days |
| *Quercus,Carpinus betulus,Corylus,Ulmus* | Mixed oak forests; increase of *C.betulus* | *Cymatiosphaera globulosa* ,Maximum of *Lingulodinium machaerophorum* | Slight drying up of the climate, increase of salinity |
| *Quercus, Corylus, Ulmus, Tilia, Carpinus betulus* | Balanced mixed oak forests | | Maximum of temperature and humidity;increase of salinity |

# Regional stratigraphic hiatus

| | | | |
|---|---|---|---|
| *Artemisia,* Chenopodiaceae | Steppe | *Spiniferites cruciformis Tectatodinium psilatum* | Cold and dry climate, slight freshening |
| *Pinus, Artemisia,* Chenopodiaceae | Pine forests and steppe | | Cool climate, brackish water |
| *Artemisia,* Chenopodiaceae, Poaceae | Steppe | | Cold and dry climate, cold brackish water |
| *Pinus diploxylon, Artemisia* | Pine forests and steppe | | Cool climate, brackish water |
| *Artemisia,* Chenopodiaceae, *Pinus diploxylon* | S t e p p e | | Cold and dry climate, cold brackish water |

### 3.1.2. Комплекси бентосни фораминифери

В настоящия труд са привлечени резултатите от детайлните изследвания на бентосните фораминифери, проведени от В. В. Янко (Геология и гидрология..., 1979), която анализира 15 сондажни колонки, разположени в периферната област на шелфа.

Фораминиферната фауна, открита в колонките на утайките с дължина до 5 m, позволява те да се отнесат към горния плейстоцен и холоцена. Определени са 9 семейства, 15 рода, 19 вида и 2 подвида. Три вида и един подвид са определени за Черно море за първи път. Всички видове фораминифери обитават и съвременния басейн.

Във видово отношение най-представително е семейство *Elphidiidae* (7 вида). Другите семейства имат в своя състав 1–3 вида.

Масово разпространение имат представителите на семейства *Glanduliniidae и Miliolidae*. От другите семейства широко са разпространени *Nonionidae (Ninon depresulus)* и *Discordidae (Audignina perlucidae)*.

По фораминиферна фауна горноплейстоценските седименти на западния шелф на Черно море се разчленяват на новоевксински, бугазко-витязевски, каламитски и джеметински слоеве. Подобни слоеве по бентосни фораминифери са отделени и в седиментите на СЗ шелф (Янко, 1974). Основен стратиграфски признак при разчленяването на горноплейстоценските седименти се явява изменението на видовия състав на фораминиферите в разрезите.

Новоевксинските седименти се характеризират с ниска численост на фораминиферите от 340 екз/50 g с неголямо количество на видовете – до 5 и с преобладаване на крайно еврихалинния вид *Ammonia deccari caspica*.

За бугазко-витязевските слоеве е характерно появяването на видове от средиземноморски произход, такива като *Ninon depresulus*, *Grindroelphidium parkeri* и др., за сметка на които количеството видове се увеличава до 7. Сумарният брой черупки (фораминифери) нараства до 23 400 екз/50 g. Доминираща роля като преди играят представителите на рода *Ammonia*.

Каламитските слоеве се отделят по появата в разреза на новите форми *Parafisurina lateralis* и др., благодарение на които количеството на видовете се увеличава до 16. Сумарната численост на фораминиферите достига 11 000 екз./50 g.

За джеметинските слоеве е характерна появата на най-по-

лихалинните и дълбоководни видове, такива като *Lagena vulgaris Entoligulina deplanata* и др. Количеството на видовете се увеличава до 22 и ръководно значение придобиват видовете *Elphididium ponticum* и др. Сумарните количества на фораминиферите са много високи – до 153 500 екз./50 g.

Всички видове фораминифери, открити в горноплейстоценските утайки, се отнасят към две палеоценози – амониевата и елфидидовата. Ръководно значение за амониевата палеоценоза имат два вида: *Ammonia novoeuxinica* и *Ammonia deccari caspica*, развити през всички етапи на късния плейстоцен и холоцен. За тази палеоценоза е характерно увеличението на видовото разнообразие и съкращаване ареала на разпространение при прехода от новоевксински седименти към джеметински. Така в новоевксинския басейн тази палеоценоза се ползва с широко разпространение и се среща почти във всички генетични типове на новоевксинските седименти. Най-пълно тя е представена в морските утайки (2 семейства, 4 рода 5 вида), но е особено еднообразна в лиманно-езерните утайки (1 семейство, 1 род, 2 подвида). В тези утайки сумарният брой на фораминиферните черупки достига всичко 25 екз./50 g, като всички черупки са дребни, уродливи и като цяло имат угнетен облик. В джеметинските седименти амониевата палеоценоза се отличава с ограничено разпространение (развита в крайбрежната зона на дълбочина 2,0–2,5 m) и е характерна с видовете *Ammonia deccari caspica* (до 90%) или *Ammonia deccari pontica* (до 90%), докато *Ammonia novoeuxinica* или въобще не се среща, или нейното съдържание не превишава 2–3%.

Елфидидовата палеоценоза се среща само в джеметинските седименти. Тя е привързана към дълбочините 2,5–8,0 m и е развита в тините и тинестите черупчести пясъци съвместно с *Mytilus galloprovincialis*. Ръководно значение тук имат видовете *Elphididium ponticum* и *Gridroebphigum parkeri*.

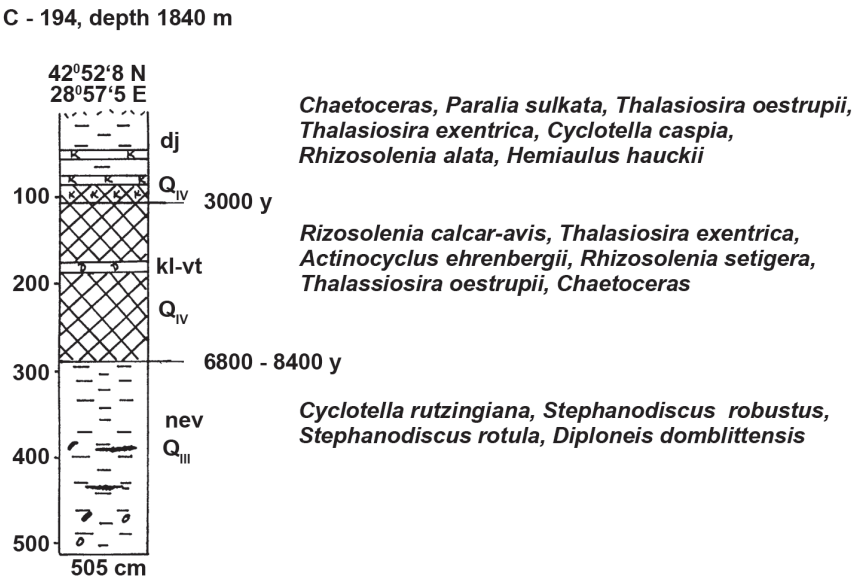
Изучаването и използването на бентосните фораминифери за биостратиграфски цели, заедно с изучаването на молюските, показва големите възможности на този метод при уточняването на по-значимите граници, които бележат резките изменения на природната среда.

### 3.1.3. Нанофосили и спорово поленови спектри

**Комплекси диатомови водорасли**

За шелфа и дълбоководната част на Черно море са характерни еднотипни диатомови комплекси. Пълен диатомов анализ е извършен на сондаж 194, който се разполага в подножието на континенталния склон, на дълбочина 1840 m и има координати: φ = 42º 52' 8"N; λ = 028º 57' 5"E. При подбора на сондажа се изисква да няма елементи на преотлагане, брекчиране, турбидитизация. В случая сондаж 194 се разполага на една обширна заравненост и се характеризира с нормален ход на седиментация.

По общи литолого-стратиграфски признаци той е разчленен на джеметински, каламитско-витязевски и новоевксински слоеве (фиг. 3.4). Джеметинските (новочерноморски) коколитови тини са представени от тънки диатомови прослойки в редуване с прослойки от коколити и сапропели, които обхващат интервала от 0 до 98 cm. От 98 до 275 cm се разкриват каламитско-витязевски слоисти сапропелни тини. Под сапропелите до 330 cm лежат новоевксински белезникави карбонатни тини, тип зеекрайде. От 330 до 505 cm новоевксинските тини са представени от петна, лещи и прослойки от автогенни сулфидно-въглеродни съединения, черни на цвят (фиг. 3.4).




Фиг. 3.4. Литолого-стратиграфска колонка на С-194 и ръководни видове диатомеи (Димитров, 1990; Ольштыская, 1996)

За целите на изследването са изучени 15 образеца, взети в интервала 0–320 cm. Анализът е извършен от Ольштынская (1996). Скелети от диатомеи са намерени във всички образци с различна степен на запазеност. В интервала от 0 до 101 cm, комплексът от диатомови водорасли характеризира утайките на джеметинските (новочерноморски) слоеве. Преобладават следните видове спори от рода *Chaetoceras*, *Paralia sulcata*, *Thalasiosira oestrupii*, *Thalasiosira exentrica*, *Thalassionema nitzchloides*, *Cyclotella caspia, Rhisosolenia alata, Hemiaulus hauckii*, а от силикофлагелатите – видът *Distephanus octonarius var polyactia*. Съставът на диатомовите водорасли от джеметинските слоеве е с типично морски произход.

В интервала 130–276 cm комплексът диатомови водорасли е характерен за витязевско-каламитските (древночерноморски) слоеве. Доминират следните видове: *Rhizosolenia calcar – avis*, *Halasiosira exentrica*, *Actinocyclus ehrenbergii*, *Rhizosolenia setigera*, *Thalasiosira oestrupii*, спори от рода *Chaetoceras*. Анализът на състава на диатомовите водорасли от древно- и новочерноморските слоеве показва, че той характеризира типично морски условия.

В интервала 280–320 cm са разкрити диатомови водорасли с друг състав, коренно различни от гореописаните, характерни за късния новоевксин. В комплекса преобладават следните видове: *Cyclotella kutzingina*, *Stephanodiscus robustus, Stephanodiskus rotila, Diploneis domblittensis*, характеризиращи смесени (пресноводноморски) условия (фиг. 3.4).

Най-старите следи от появяването на диатомеи през плейстоцена са открити в чаудинските утайки. През чаудинско време се появяват видове, съвършено непознати дотогава, а именно: *Stephanodiscus astraea*, *Stephanodiscus hantzschii* и *Cyclotella corona Mukina*. Първите два вида съществуват и досега в заливите и приустиевите части на реките в условията на опресняване.

От древноевксинско време се набелязват закономерни изменения в комплекса диатомеи във връзка с климатичните изменения, предизвикващи колебанията на морското ниво, трансгресиите и регресиите, солевия и температурния режим. Древноевксинско време е ярко изразен морски етап от историята на Черно море. Флората се е характеризирала със соленоводно-морски еврихалинни видове, ти-

пичен представител на които е бил видът *Actinocyclus normani.* През карангатско време този вид изчезва. Карангатската диатомова флора по състава много прилича на съвременната.

Специфичните екологични условия за Черно море през холоцена са били предизвикани, както и през карангата, от катастрофалното възобновяване на връзката със Средиземно море.

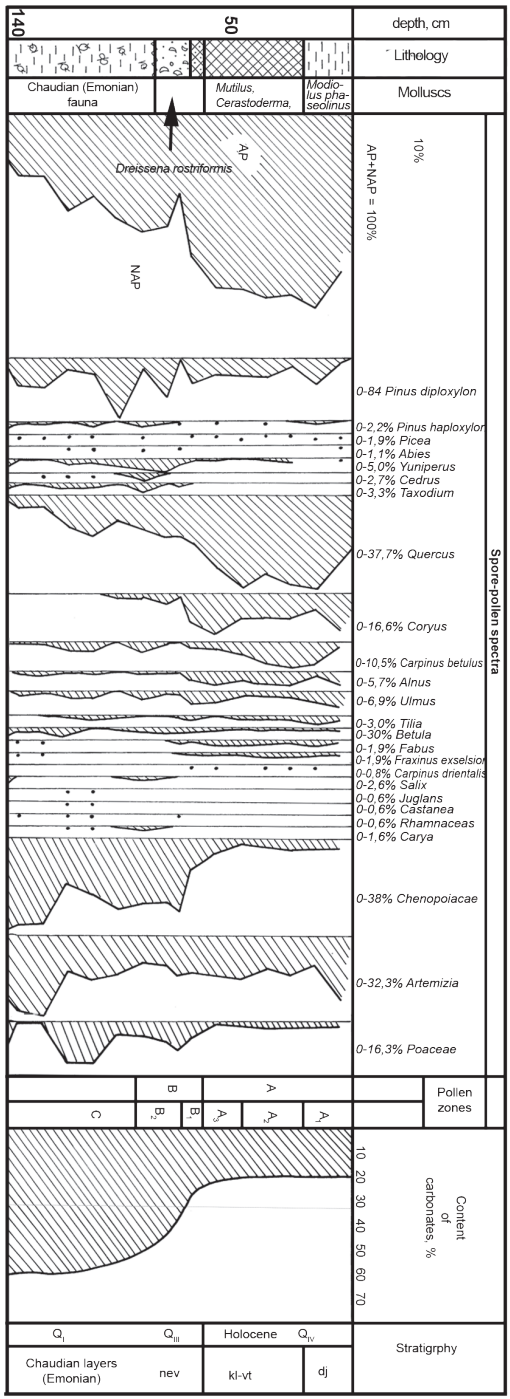
И една характерна черта на седиментообразуването в Черно море – в близост до Босфора и делтата на Дунав се локализират обширни полета на седиментиране на диатомити, разположени на дълбочини 250–700 m. Това свидетелства за изключително високата биологична продуктивност на диатомовия фитопланктон в районите на бариерните зони.

- *Спорово-поленови спектри*

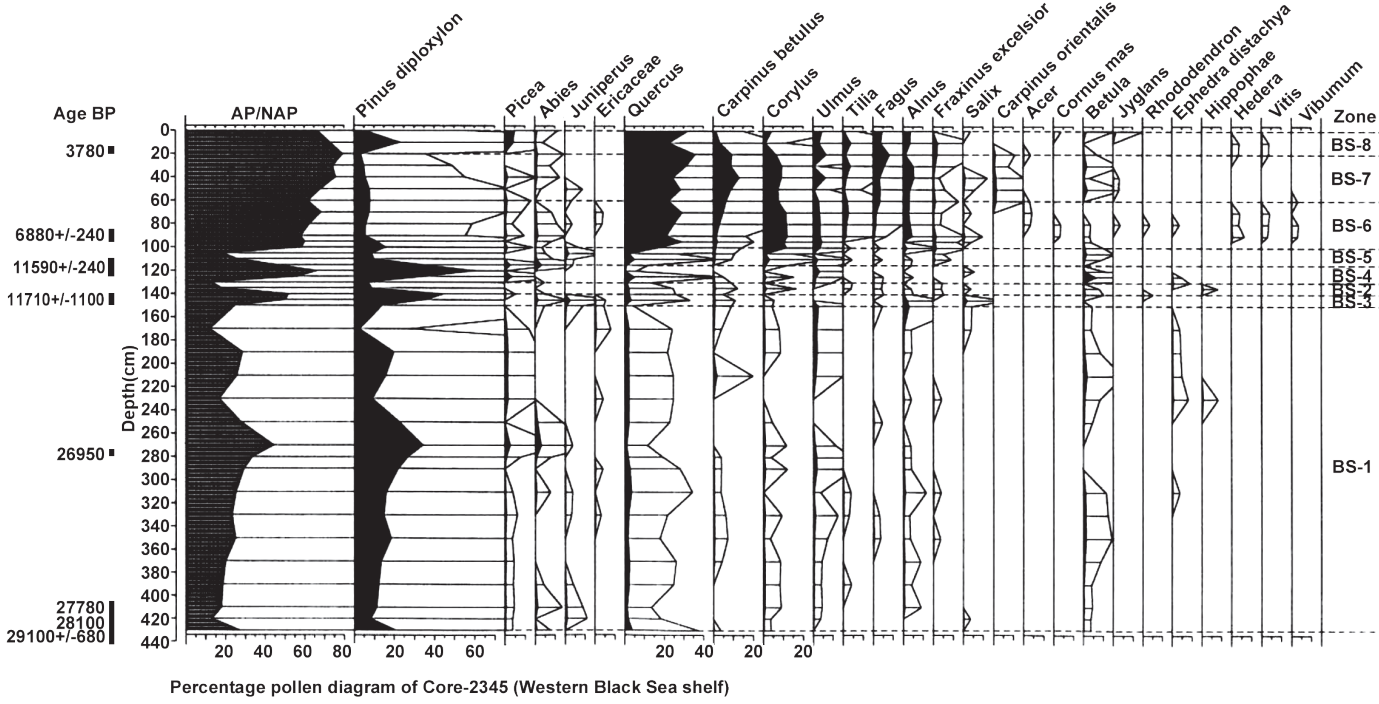
Спорово-поленов анализ за решаване на стратиграфски задачи на шелфа на западната част на Черно море се прилага от Божилова и Филипова (Божилова и др., 1979; Филипова и др., 1983; Filipova, Bozilova, Dimitrov, 1989).

Спорово-поленов анализ е извършен на сондажи, разположени в периферната област на шелфа. В резултат на анализите бяха открити поленови спектри на долния плейстоцен, горния плейстоцен и холоцена (фиг. 3.5, 3.6). В разрезите се удаде да се отделят редица поленови зони и подзони, аналогични на по-рано отделените на шелфа (Roman, 1972) и в дълбоководните утайки (Traverse, 1972, 1978; Шимкус и др., 1976; Комаров, 1978; Degens, Stoffers, 1980; Atanasova, Bozilova, 1992; Filipova-Marinova 2003).

В спорово-поленовите спектри на долната част на разреза бяха открити допълнителни, по-рано неизвестни на шелфа на Черно море зони (зона С). Тук се забелязва намаление на полените на дървесната (до 30%) и увеличение на тревистата растителност (до 70%). Характерно е, че полените на *Betula, Ulmus, Tilia и Fagus* отсъстват. Сред тревите доминират *Chenopodiaceae* и разнотревно-злаковите. Съдържанието на *Artemisia* е занижено. Спорово-поленовите спектри свидетелстват за захлаждане и увелечаване на сухостта на климата, и позволяват да се отнесат тези хоризонти към минделското заледяване. Аналогични спектри са описани (Koreneva, Kartachova, 1978) за чаудинските утайки на Черноморската впадина. По молюсковата




Фиг. 3.5. Литолого-стратиграфски разрез (С – 84, дълбочина 92 m) (Filipova, Bozilova, Dimitrov, 1989):
1 – джеметински тини;
2 – каламитско-витязевски тини;
3 – плътни тини;
4 – прослои автогенни сулфиди;
5 – прибрежно-морски наслаги;
6 – новоевксински тини;
7 – чаудински тини;
8 – размивна граница.




Фиг. 3.6. Спорово-поленова диаграма на сондаж 2345 (Filipova-Marinova 2003)

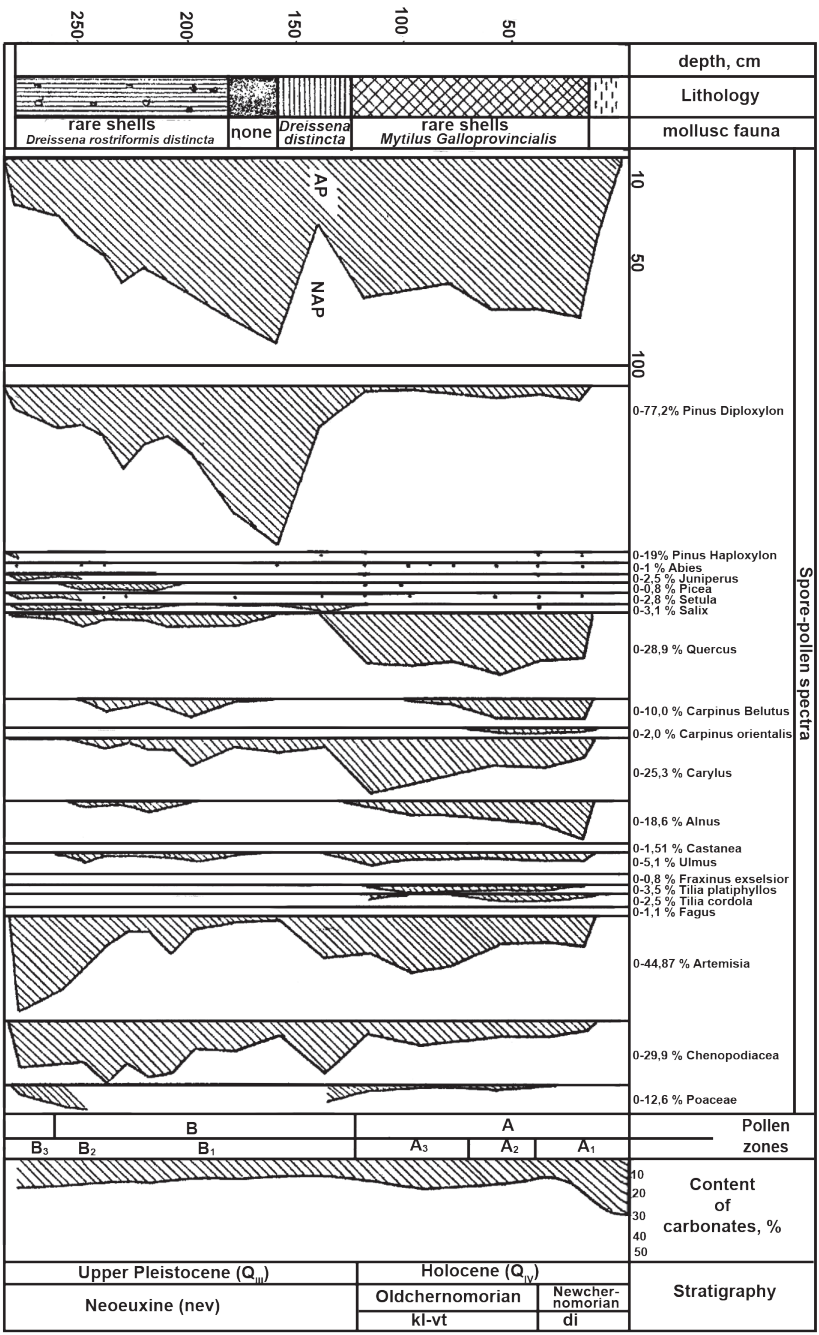
фауна тези утайки са датирани като късночаудински. Те фиксират ниско ниво на морето през период на регресия на басейна и отговарят на ледникова епоха, съпоставена с минделската.

В колонките на сондаж №84 (фиг. 3.5) и сондаж №2345 (фиг. 3.6) най-пълно са представени поленовите спектри на горния плейстоцен и холоцена.

В основата на утайките, съдържащи новоевксинска фауна, е показана подзона $В_4$, съставът на спорово-поленовите спектри, в която свидетелства за умерено-топла климатична фаза, предшестваща заключителното късновюрмско захлаждане. Възрастта на утайките на тази зона превишава 27 хил. години и те са отнесени към ранно-новоевксинския хоризонт.

Спорово-поленовите спектри на седиментите в зона В са характерни за главната фаза на вюрмското заледяване (фиг. 3.7), при което подзона В3 по състав на спектрите рязко се отличава от предидущата подзона. Сред групата на дървесна растителност основен компонент остава *Pinus subgenenus diploxylon*, макар съдържанието на полена да намалява. Количеството на полена на *Quercus, Carpinus* също така забележимо намалява, а полените *Tilia, Ulmus* и *Cupressus* изчезват съвсем. Спорадично присъствуват в неголеми количества полените на *Alnus, Corylus* и *Betula*. В групата на тревистите растения е забележимо увеличението на полените на ксерофитите, при което утайките на тази зона са характерни и се отличават с максимални съдържания на *Artemisia*, *Chenopodiaceae* (в подчинено количество). В състава на тревистите съобщества са представени типично степните елементи *Artemisia, Adonis, Thalictrum, Rubuaceae, Caryophyllaceae, Polygonum* и др. По такъв начин поленовите спектри на тази подзона характеризират ледникови условия на климата.

В подзона $В_2$ (фиг. 3.7) е характерно засилване ролята на смесено-широколистните поленови комплекси. Постоянно присъстват *Quercus, Carpinus, Ulmus, Salix* и *Betula*. Ролята на полените на тревистите растения е все още значителна, макар и по-малка, отколкото в зона С. Доминират мареви и полини злакови и разнотревни. От сложноцветните се забелязват *Aster, Adonis* и *Centaurea*. По особености на поленовите спектри в подзона $В_2$ се установява хронология между бьолинг ($Д_4$), алерьод ($Д_2$) и студените интервали на долния ($Д_5$), средния ($Д_4$) и горния ($Д_3$) дриас.




Фиг. 3.7. Литолого-стратиграфски разрез (С – 2511, дълбочина 290 m) (Filipova, Dimitrov, 1987)

Границата плейстоцен-холоцен, подзона $B_1$ (фиг. 3.7), намира свое ясно отражение в спорово-поленовите спектри на утайките на западния шелф на Черно море. За тази подзона е характерна рязка смяна на поленовите спектри, съответстващи на пребореалната и бореалната фаза на холоцена. Аналогични изменения се наблюдават и в дълбоководните утайки на Черно море, където по $^{14}C$ е определена възрастта на подложката на зона В -10737 ±315 години (Шимкус и др., 1976). Близка дата се привежда от Божилова (Bozilova, 1973) за подложката на холоценските торфеници в района на Рила (България) – 10035 ±65 у.

В състава на спектрите на седиментите в подзона $B_1$ е значително намалено участието на полените на тревистите растения, особено мареви и полинови. Рязко се увеличава ролята на дървесните поленови спектри: *Quercus, Corylus, Ulmus, Carpinus, Alnus* и *Betula*. Появява се поленът на бука, а сред хвойновите се наблюдава намаляване на съдържанието на *Pinus, Picea* и *Juniperus*.

Подобни особености на изменението на спорово-поленовите спектри са отбелязани така също за раннохолоценските наслаги на Южна Украйна и Молдавия, където е застъпена фазата на боровите (борово-брезовите) гори, в състава на които се появяват широколистни видове, отначало дъб, бряст, орех (Артюшенко, Пашкевич, Карева, 1972).

Значително развитие в долната част на утайките на зона А, подзона $A_3$, достига поленът на смесено-широколистните видове: дъб, габър, бук, бряст, липа, орех, ела. Намалява ролята на хвойновите и тревистите растения. Спорово-поленовите спектри на подзоните $B_1$ и $A_3$ характеризират растителността на следледниковия климатичен оптимум, а подзона $B_2$ – суббореалната фаза на холоцена. Аналогичните спектри в утайките на дълбоководната част на Черно море, синхронни на среднохолоценския оптимум, имат възраст 7360 ±300 години (Шимкус и др., 1976). Утайките на тази зона са най-пълно представени в сондаж 2511 (фиг. 3.7). В състава на поленовите спектри доминира групата на дървесния полен, макар неговото съдържание да намалява в сравнение с предходната В общи линии преобладава поленът на смесените дъбови гори, а поленът на габъра, бука и ореха намалява, което е характерно и за поленовите спектри на съвременните

дълбоководни утайки на Черно море. Отбелязват се също така големи съдържания на *Pinis subgenus Diploxylon*. В състава на тревистия полен е характерно присъствието на мареви, полинови, сложноцветни и др. Като цяло утайките на зона А отговарят на субатлантическата фаза на холоцена.

По такъв начин отделните спорово-поленови зони (С, В и А) добре се съгласуват с основите литолого-стратиграфски хоризонти, обособени по молюски и бентосни фораминифери. Така например утайките на зона А с подзони $A_3$, $A_2$ и $A_1$ съответстват на холоценския комплекс, на зона В с подзони $B_4$, $B_3$, $B_2$ и $B_1$ – на новоевксинския комплекс, и утайките на зона С – на късночаудински комплекс от утайки (фиг. 3.5).

В дълбоководните утайки на Черно море от Траверс (Traverse, 1978) са отделени α, β и γ глациали и интерглациали.

Казаното по-горе позволява да се отделят четири стадия в развитието на растителността, свързани с измененията на климата; долно-, средно-, горноплейстоценски и холоценски. Климатът на долния плейстоцен видимо е бил относително топъл и влажен, за което свидетелстват влаголюбивите видове – орех, бреза, ела, върба.

Данните от палиноложкия анализ на дънните седименти (фиг. 3.5, 3.6, 3.7) свидетелстват за захлаждане и засилване сухостта на климата в края на долния плейстоцен (Комаров, 1978; Koreneva, Kartachova, 1978; Филипова, Божилова, Димитров, 1979). През средния плейстоцен доминират степните ландшафти от ксерофитен тип. Изчезват такива широколистни видове като бук, бреза, липа и др. Измененията на растителната покривка е свързано със захлаждането и аридизацията на климата през периода на Минделското (Окско) заледяване. В края на средния плейстоцен дървесната растителност играе водеща роля. Доминират хвойновите: бор, ела, кедър и др. Широколистните видове са представени от дъб, орех и в значителни количества бреза. В състава на тревистата растителност се отбелязват сложноцветните, бобовите и др. През късния плейстоцен, значителните колебания в климата се отразили и на облика на растителността. В епохата на рис-вюрмския междуледников период, на фона на топлия и влажен климат, се отбелязват няколко относителни захлаждания. В ранния вюрм, през поредния стадий на захлаждане, намаляват горските пространства. От състава на горите отпадат широколистните и

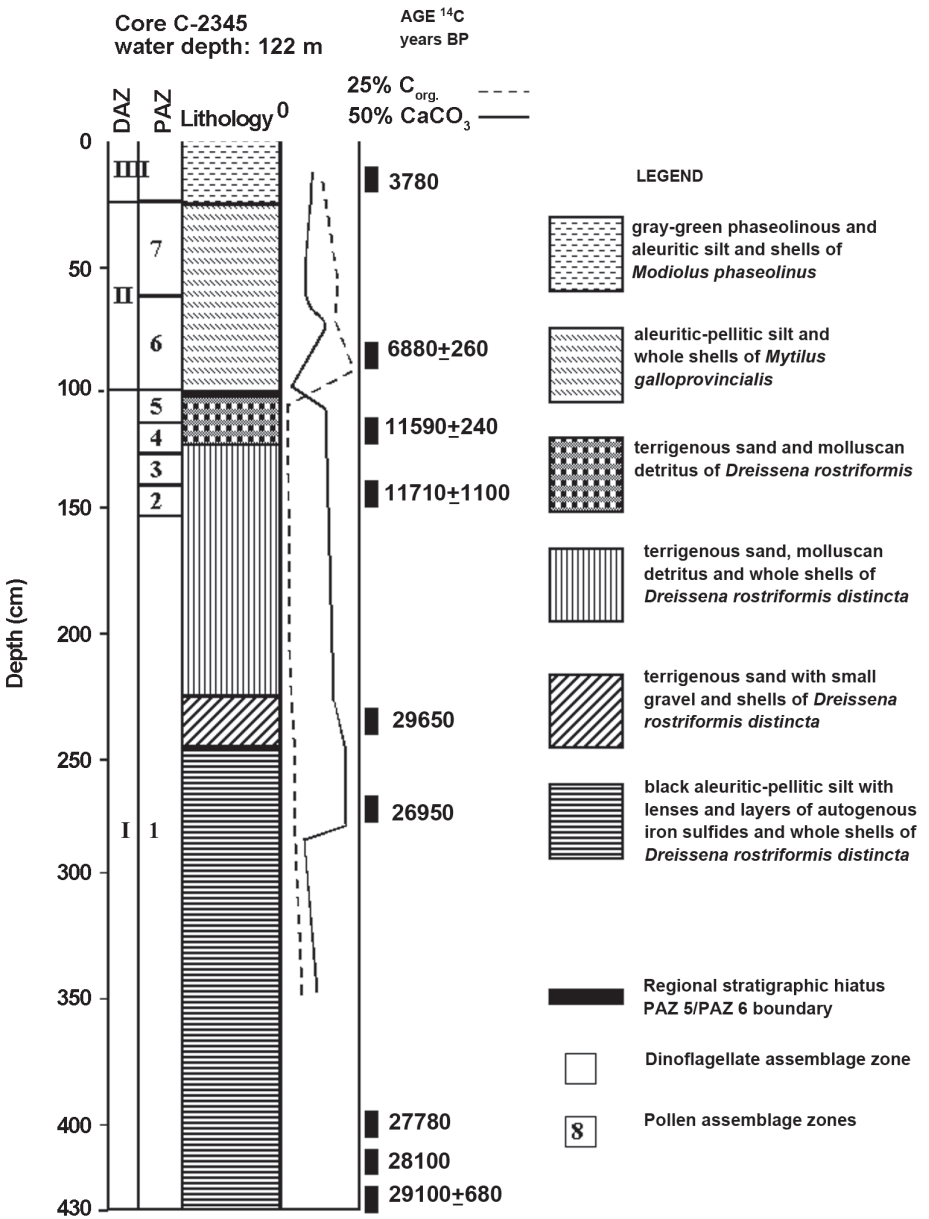
топлолюбиви видове: бук, орех, бреза, липа, клен. Широко разпространение получават степните ландшафти. През средния вюрм се отбелязва относително подобрение на климатичните условия, което усилва ролята на дървесната растителност (хвойно-смесеноширолистен комплекс). Съставът на спектрите (фиг. 3.7) характеризира топла климатична фаза на вюрмското заледяване. През късния вюрм се развиват сухите борови гори с примес от дъб и габър, а така също степи с ксерофитен облик в условия на хладен и сух климат.

През късноледниковия период започват да се възстановяват хвойновите и смесено-широколистни планински пояси. Площите, заети с борови гори, забележимо намаляват. Степните ландшафти се развиват в низинните пространства на Южна Украйна и вероятно в Северна България. Климатът на късноледниковия период е бил умерено студен с незначително овлажняване.

През следледниковия период (холоцен) с рязко затопляне и увеличаване влажността на климата максимално развитие получават широколистните топлолюбиви видове. Степните ландшафти забележимо намаляват и само вероятно в Северозападното Причерноморие растителността има степно-лесостепен характер (следледников климатичен оптимум).

### 3.1.4. Радиовъглеродни датировки на утайките

Радиовъглеродни определения на възрастта на утайките са направени на многобройни сондажи на шелфа и периферната му област в зоната на валовете, където се разкрива най-пълен разрез на горноплейстоценските седименти (табл. 3.1). При това се отчитат вече публикуваните резултати от определяне на абсолютната възраст на седиментите по крайбрежието и северозападната част на шелфа (Семененко, Коюмджиева, Ковалюх, 1976; Щербаков и др 1978), а така също и в дълбоководната впадина на Черно море (Degens, Ross, 1972, Шимкус и др., 1976; Ross, Neprochnov, 1978; Димитров, 1978). Особено внимание е обърнато на възрастовото разчленение на новоевксинските прибрежно-морски и глинести утайки, най-голямата мощност, на които на периферията на шелфа достига 330 cm в сондаж 2345 (фиг. 3.8), (Filipova, 2003). Определянето на абсолютната възраст на утайките е извършено в лабораторията по физико-геоложки свойства




Фиг. 3.8 Литолого-стратиграфска колонка и абсолютни датировки по $^{14}C$ на C – 2345 (Filipova, 2003)

на ИО "П. П. Ширшов" в Русия под ръководството на член-кор. А. П. Лисицин при използване на сцинтилационния вариант на радиовъглеродния метод и в лабораторията по геология на Уудсхол (САЩ). Резултатите от абсолютните датировки по $^{14}C$ са публикувани (Димитров, 1982).

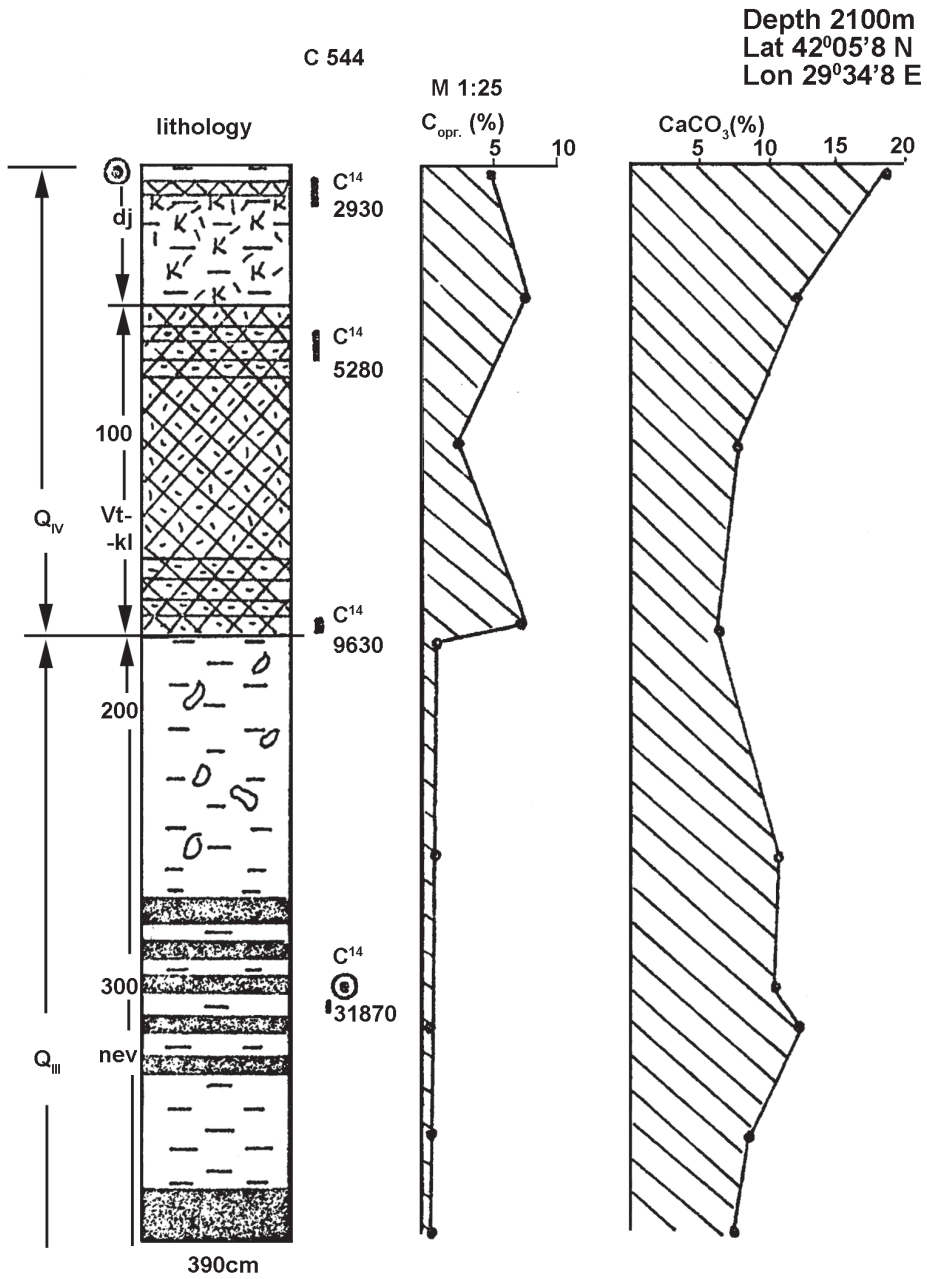
Радиовъглеродните датировки на утайките, съдържащи чаудинска фауна, показват, че възрастта на молюсковите черупки превишава 50 хил. години и по такъв начин определянето на възрастта им излиза извън възможностите на метода.

Определянето на абсолютната възраст на карангатските утайки, разкрити със сондажи по крайбрежието на Варненското езеро (Семененко, Коюмджиева, Ковалюх, 1976), показват, че тяхната възраст е равна на 30200 ±950 – 39100 ±900 години.

В периферната област на шелфа, в долната част на сондаж 2362, възрастта на тините, съдържащи *Dreissena rostriformis distincta,* се оказа близка до 30 хил. години. Вероятно под тях залягат тини със средиземноморска фауна.

На периферията на шелфа на дълбочина 102 m, в слоя на новоевксинския черупчест детрит, под подложката на бугазките слоеве по черупки на *Dreissena polymorpha* е получена възраст около 17 хил.години, която вероятно отразява времето на посткарангатската регресия (фиг. 3.8).

В интервала 80–90 cm в сондаж 2345 дребноалевритова тиня с детрит и витязевска фауна е датирана с възраст 6880 ±260 години. В същото време утайки от подложката на бугазките слоеве имат възраст 7000 год. по *Monodacna* и >11000 г. по *Dreisena*). По такъв начин т.нар. бугазки (преходен) слой е охарактеризиран с примесна фауна, следствие на катастрофалните събития и неговото съществуване като самостоятелен слой не е доказано. Възрастта на долната граница на джеметинските слоеве в различни участъци на шелфа е около 3000 години (фиг. 3.9). Аналогични значения на възрастта на горноплейстоценските утайки по радиовъглеродния метод са получени и за дълбоководните утайки на Черно море (Ross, Degens, 1974; Шимкус и др., 1976; Ryan, Pitman, 1998; Cagatay et al, 2000; Димитров, Димитров, 2003; Atanasova, 2005).




Фиг. 3.9. Литолого-стратиграфска колонка и разпределение на $C_{орг.}$ и карбонати в С-544 (Димитров, 1990)

Допълнителни определения на абсолютната възраст по радиовъглеродния метод са извършени на сондаж 544 (Димитров, 1990) разположен на дълбочина 2100 m (фиг. 3.9). Пробите са взети от прослойки от новоевксински тини в редуване с автогенни железни сулфиди в интервала 300–305 cm, долнището (165–170 cm) и горнището (65–70 cm) на сапропеловия хоризонт и долнището на джеметинските слоеве (фиг. 3.9).

Възрастта на новоевксинските утайки с прослои от автогенни железни сулфиди възлиза на 31 870 г. Долнището на сапропеловия хоризонт, който лежи върху размивна повърхност от новоевксински тини тип зеекрайде, възлиза на около 9600 години, като горнището му има възраст 5280 години. Вероятно възрастта на цитираните хоризонти в С-544 е твърде завишена, което се дължи на така наречения резервоарен ефект (Slavova, 2002). В приложение 1 на настоящия труд е дадена справка за публикуваните досега датировки по $^{14}C$, приведени към календарни години.

Значителен принос в изясняване на възрастта на черноморските седименти по $^{14}C$ имат Ryan, Pitman (1998) благодарение на разработения от Глен Джоунс (Jones et al, 1994) морски масспектрометров ускорител (МСУ) на базата на криогенно-вакуумните технологии. МСУ измерва съотношението между устойчивия $^{12}C$ и неустойчивия $^{14}C$, които се съдържат в пробите. Той се отличава с висока точност и възможност за анализ на минимално количество проба за минимално време (не повече от 5 min). Тази високотехнологична разработка позволи на Ryan, Pitman (1998) да получат серия от радиовъглеродни датировки на мидата *Mytilus galloprovincialis* от кримския шелф. На дълбочини от 123 m до 68 m те извършват 5 датировки с календарни възрасти съответно 7500, 7580, 7510, 7510 и 5470 г. Тези данни потвърждават катастрофалния ход на събитието съгласно получените по $^{14}C$ датировки от българския шелф (фиг. 2.4).

### 3.1.5. Корелация на стратиграфските методи и обобщена стратиграфска скала

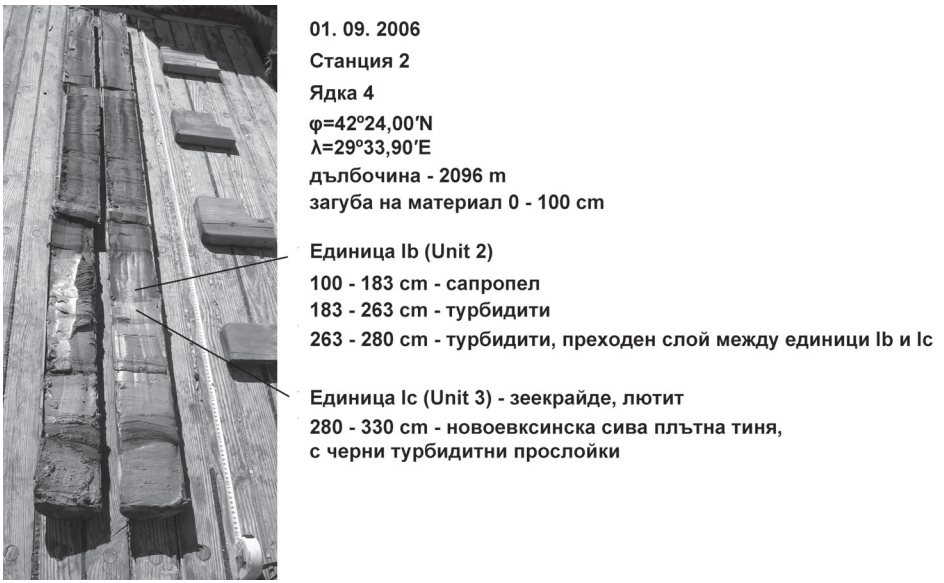
Комплексният подход при стратиграфското разчленяване на разрезите позволи с висока степен на достоверност да се диагностират отделните стратиграфски граници. Основен метод си остава анализът на молюсковата фауна, особено за шелфа, където другите методи се явяват като допълващи и уточняващи някои особености на палеоокеаноложкия режим. Развивайки класическия подход в разчленяването

на утаечния комплекс, следва да се изложи и литостратиграфският подход (Khristchev, Shopov, 1978), при който се прилагат неофициални литостратиграфски единици, без да се обозначава техният ранг. Развивайки подхода на Архангелский и Страхов (1938), Degens and Ross, (1972), Хрисчев и др. (1988) отделят три стратиграфски единици, които отразяват вертикалната изменчивост в изследвания стратиграфски диапазон, а именно: Ia (UNIT 1) – съвременни слоеве, Iв (UNIT 2) – древночерноморски слоеве, и Ic (UNIT 3) – новоевксински слоеве. Без да навлизаме в дискусия, ще отбележим, че за дълбоководната част, където площните изменения са незначителни, литостратиграфският подход е по-приемлив.

Съпоставката на отделните стратиграфски методи показва, че реперните стратиграфски граници (например границата холоцен-плейстоцен) се корелират уверено.

По-сложно е съпоставянето на т.нар. подхоризонти или подзони от спорово-поленовия анализ (фиг. 3.7). Така например витязевските и каламитските слоеве на шелфа се характеризират със сходни молюскови комплекси и за тяхното отделяне са необходими количествени оценки. Същите слоеве трудно се отделят и в дълбоководието по диатомов анализ поради еднотипните комплекси (фиг. 3.4). Аналогично е положението при отделянето на бугазките от витязевските слоеве по фораминиферна бентосна фауна. На шелфа, където са развити, прибрежно-морски седименти и спорово-поленовите зърна са промити, за предпочитане е разчленението на разреза да се извършва по молюскова фауна. За дълбоководните утайки, където молюскова фауна отсъства, достоверни са анализите по нанопланктона. Изследванията върху коколитофоридите, извършени от М. Ушакова (Геология и гидрология..., 1979) показват, че са на лице 2 зони – 1. *Emiliania huxleyi acme* (0–0,07 млн. години.) и 2. *Emiliania huxleyi* (0,07–0,27 млн. години). В най-долната част на разреза се появява *Braurudosphaera bigelowi*, която е характерен реперен слой за Черно море. Известно е, че повсеместно на шелфа и особено в неговата периферна област се наблюдават т.нар. стратиграфски хиатуси, които засягат главно трансгресивните комплекси. Областта на шелфа нееднократно е изпитвала влиянието на субаералните процеси по време на регресия и разрушителното въздействие на морското вълнение в условията на крайбрежната зона. Благодарение на това в утайките възникват значителни размиви на по-рано отложените утайки, при което някои от тях се срещат фрагментарно или като реликтови седименти. Подобен е случаят с

отсъствието на карангатски, а в някои случаи и на древноевксински утайки в стратиграфския диапазон между чаудинските и новоевксинските слоеве на шелфа. Обикновено на границата холоцен-плейстоцен долнището на бугазките слоеве има абсолютна възраст 7,5 хил. години, докато горнището на отдолу лежащите новоевксински слоеве – 10–11 хил. години (приложение 1). В дълбоководните части на басейна, под 200 m изобата, които не са били подлагани на субаерални въздействия, с изключение на ерозионната граница между единици Iв и Ic, стратификацията на утайките е ненарушена. Възможните размивни граници могат да се дължат на подводни размиви и свличания и привнос на материал от калните вулкани.




Фиг. 3.10. Литостратиграфска граница между единици Iв (Unit II) и Ic (Unit III)

Отново ще се върнем към чаудинските слоеве, за които вече стана дума. Тъй като радиовъглеродните датировки се оказаха неприложими, възрастовото разчленяване е извършено по молюскова фауна, споро-поленов и диатомов анализ (фиг. 3.4). Определенията на чаудинската молюскова фауна бяха извършени последователно от Е. Коюмджиева, Л. Говберг, В. Кънева-Абаджиева и Вл. Шопов при консултации от страна на П. В. Федоров и Л. А. Невесская. Първоначалните съпоставки с фауната от терасните комплекси при нос Чауда и Кавказкото крайбрежие днес се оказаха погрешни, тъй като става

дума за един нов регионален етап в развитието на басейна. Повечето изследователи на чаудинския разрез на нос Чауда привеждат данни на долночаудинска възраст на седиментите, формирани в условията на топъл климат (Федоров, 1978) и трансгресивен стадий. По палеомагнитни данни Зубаков и Кочегура (1973) също ги отнасят към долна чауда. Освен това спорово-поленовите анализи на късночаудински утайки свидетелствуват за господство на хладен климат (Филипова, Божилова, Димитров, 1979). Аналогични са спектрите, описани от Koreneva, Kartachova (1978), за чаудинските утайки от дълбоководната котловина.

Диатомовият анализ на образци от чаудинските слоеве (Ольштынская, 1996) показа наличието на три вида: *Stephanodiscus astraea*, *Stephanodiscus hantzschii* и *Cyclotella corona*, характеризиращи умеренохладен климат и условия, близки до пресноводните. Същите видове са характерни за чаудинските седименти в С-380А (Jouse, Mukhina, 1978). По такъв начин в стратиграфската схема и схемата на геоисторическото развитие се внася съществена корекция. Въвежда се нов регионален етап от развитието на басейна (чаудински), формиран в условията на заледяване (миндел) и регресия на басейна, обхванала повсеместно дълбочини 80–100 m. Палиноложкият анализ на коренните глини на континенталния склон от югозападната част на Черно море позволи на Комаров (1978) да отнесе получените спектри към края на долния и началото на средния плейстоцен. Той отделя четири хоризонта – минделски (M I-II-III), миндел-рискн (M-R), рискн (R) и рис-вюрмски (R-W). Спорово-поленовите спектри на тези хоризонти добре се корелират с чаудинските, древноевксинските и карангатските спорополенови зони на западния черноморски шелф.

Древноевксинските слоеве, отделени в С-8 (Христев, Шопов, 1979), се характеризират с каспийски и средиземноморски елементи, които нагоре по разреза постепенно се сменят със стенохалинните видове на карангата. В случая е налице един характерен стратотипен опорен разрез на средния и горен плейстоцен, формиран в условията на постепенна смяна на факторите на природната среда. За съжаление Христев, Шопов (1979) не привеждат и други биостратиграфски методи, с които бяха охарактеризирани по-пълно условията на формиране на седиментите.

Новоевксинските утайки отговарят по време на мощната новоевксинска регресия, проявена по време на вюрмското заледяване и довела до понижаване на морското равнище до 90–120 m. На основа-

та на комплексния биостратиграфски анализ и абсолютните датировки по $^{14}C$ бяха установени границите на новоексинския басейн (Димитров, Говберг, 1979; Хрисчев, Шопов, 1979). Откъм брега границата на новоевксинския басейн се проследява до 25 m дълбочина, като откъм морето преминава на съвременни дълбочини 90–120 m. Границите на късночаудинския басейн са достигали дълбочини до 20–30 m, от съвременния бряг, а външната (мориста) граница е достигала дълбочини 80–100 m. По всичко личи, че максимумите на регресивния цикъл за новоевксинския и чаудинския басейн са били близки по размах.

Бугазките или долнището на древночерноморските слоеве не навсякъде се срещат в разреза. Най-добре са представени във вътрешната част на шелфа, където се разкриват теригенно-черупчести алевритови тини. В централната област на шелфа под дебелите 10–12 m холоценски утайки бугазките слоеве са представени символично (20–30 cm), а на периферията на шелфа и континенталния склон те са размити. Почти винаги границата холоцен-горен плейстоцен е размивна. Това дава основание да се прокара границата холоцен-плейстоцен по границата на контрастните литоложки разновидности и молюскови съобщества, която възлиза на около 7,5–8 хил. години.

Витязевските слоеве в едни случаи (по молюскова фауна) се обединяват с каламитските, а в други случаи – по бентосни фораминифери – с бугазките. Възрастта на горнището на витязевските слоеве по данни от $^{14}C$ възлиза на 5 хил. години (фиг. 3.9).

В периферната област на шелфа и горната част на континенталния склон се извършва литофациален преход от каламитско-витязевските шелфови утайки с разложен растителен детрит и черупки от *Mutilus* към дълбоководните сапропелни тини, чиято стратиграфска позиция е уточнена по изследванията на нанопланктона. Джеметинските или новочерноморски слоеве се срещат повсеместно в акваторията (фиг. 3.3). В повечето случаи те отразяват съвременните климатични и океанографски фактори в акваторията.

В централната част на шелфа те имат дебелини > 20 m, на периферията на шелфа са маломощни или отсъстват, а на континенталния клон, в осите на подводните долини, се свличат под въздействието на гравитационните процеси. Тяхната абсолютна възраст е определена по появата на стенохалинния вид *Modiolus phaseolinus* и възлиза на около 3 хил. години, която е съпоставима с възрастта на коколитовите тини и появата на *Emiliania huxleyi*. Според Ryan, Pitman (1998) про-

никването на вида *Emiliania huxleyi* в Черно море се дължи на сантинните води от корабите на древните мореплаватели.

В акваторията на западната част на Черно море се разкрива пълен спектър от утайки, при което отделните стратиграфски граници задоволително се корелират по прилаганите стратиграфски методи. На тази основа е изготвена генерализирана стратиграфска схема на морските утайки на Черно море (табл. 3.2), която отразява досегашните схващания от интерпретацията на получените резултати.

Таблица 3.2 Обобщена геохроноложка (стратиграфска) скала на седиментите в Черно море (Невесский, 1967; Федоров, 1978)

| Ера<br>Ератема | Период<br>Система | Епоха<br>Серия | Подепоха<br>Подсерия | Век<br>Етаж | Подвек<br>Подетаж | | Индекс | Хроноложка скала, млн. год. |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| НЕОЗОЙСКА | кватернер | холоцен | | черномо-рий | новочер-номорий | джемете | $Q_{IV\ dj}$ ($Hl_3$) | 0,003 |
| | | | | | древно-черномо-рий | каламит витяз | $Q_{IV\ kl}$ $Q_{IV\ vt}$ ($Hl_2$) | 0,007 |
| | | | | | | бугаз | $Q_{IV\ bg}$ ($Hl_1$) | 0,01 |
| | | плейстоцен | горен | новоевк-син | горен долен | | $Q_{III\ nev}$ | 0,03 |
| | | | | карангат | горен среден долен | | $Q_{III\ krg}$ | 0,12 |
| | | | среден | узунлар | | | $Q_{II\ uz}$ | 0,20 |
| | | | | древноев-ксин | | | $Q_{II\ dev}$ | 0,35 |
| | | | долен | чауда | горен долен | | $Q_{I\ tsch}$ | 0,73 |
| | | еоплейсто-цен | | гурий | | | $Q_g$ | 1,81 |
| | неоген | плиоцен | горен | куялник | | | $N_{2\ ku}$ | 3,40 |
| | | | среден | кимерий | | | $N_2k$ | 5,30 |
| | | | долен | понт 2, 3 | | | $N_2p$ | 6,50 |
| | | миоцен | горен | понт 1 | | | $N_1p$ | 7,50 |
| | | | среден | меот | | | $N_1m$ | 11,2 |
| | | | долен | сармат | | | $N_1s$ | 16,3 |
| | палеоген | олигоцен | | майкоп | | | $Pg_3+N_1$ | 35,4 |
| | | еоцен | | | | | $Pg_2$ | 54,8 |
| | | палеоцен | | | | | $Pg_1$ | 65,0 |
| МЕЗО-ЗОЙ-СКА | креда | | | | | | K | |

### 3.2. Литолого-геохимична характеристика

Литологогеохимичните изследвания на дънните утайки на Черно море датира от началото на XX век, при което образци от седиментите са били събирани почти от цялата акватория (Архангелский, Страхов, 1938). Систематично изучаване на дънните утайки на шелфа датира от 70-те години на XX век. Изследванията в крайбрежно-шелфовата зона били посветени предимно на морските тераси по крайбрежието, на динамиката на бреговата и крайбрежната седиментация (Зенкович, 1960, 1962; Невесский, 1967; Аксенов, 1972; Барковская, 1972; Федоров, 1963, 1978).

По-късно са проведени много специални експедиционни изследвания, материалите от които легнаха в основата на много работи по стратиграфия, литология и геохимия на плейстоценските и холоценските седименти на шелфа, континенталния склон и дълбоководната впадина (Невесская, 1965; Невесский, 1967; Шимкус и др., 1976; Бабинец, Митропольский, Ольштынский, 1973; Страхов, 1976; Щербаков и др., 1978; Degens, Ross, 1972; Ross and Degens, 1974; Ross, Neprochnov, 1978; Traverse, 1978; Hsu, 1978; Лисицын, 1978).

Извършена е значителна работа по изучаване особеностите в строежа на плейстоценските и холоценските седименти от западната част на Черно море. Резултатите от тези работи са частично публикувани (Димитров, 1978; Хрисчев, Шопов, 1979; Димитров, 1978 а, б; Димитров, Говберг, 1979; Новикова, Димитров, 1978; Йонин и др., 1978; Khristchev, Shopov, 1978; Хрисчев и др., 1988).

За решаването на основните литоложки задачи беше използван комплекс от литолого-геохимични методи. Проведени са химични, минералогични и гранулометрични анализи, позволяващи да се отделят основните генетични типове утайки, сформирани през различни етапи на плейстоцена и холоцена.

Шелфът от западната част на Черно море представлява различна по ширина, изпъкнала на запад субмеридионална ивица. Ширината му се изменя в широки граници: от 115 km на север (границата с Румъния), 90 km на паралела на Крапец, до 35 km срещу нос Емине и 50 km срещу границата с Турция, съставяйки средно 60 km. Заедно със северозападния плитководен шелф той е най-обширният в Черно море. Външната граница на шелфа преминава на дълбочини 90–150 m, като обикновено

се лимитира от 100 m изобата. Краят (ръбът) на шелфа представлява извита линия, която почти следи очертанията на съвременния бряг (фиг. 1.1).

По своите особености шелфът представлява своеобразен "капан" за постъпващия от различни източници на подхранване теригенен материал. Заедно с отмиращата бентосна фауна и флора тук се образуват различни типове утайки от чисто теригенни (сепарирани), смесени биогенно-теригенни до чисто биогенни.

Шелфът е поделен на три области, отразяващи пространствено-времената диференциация на кластичния и биогенния материал през плейстоцена, а именно – крайбрежна, централна и периферна (фиг. 1.4). Обикновено шелфът се приема като I пояс на лавинна седиментация (Лисицын, 1988). Особен интерес представлява централната област на шелфа, където скоростите на седиментация възлизат на 3–4 mm/y (фиг. 3.11). Така например дебелината на холоцена в С-34, прокаран на обширния акумулативен вал, в Балчишкия залив достига 34 m. Прокараните изолинии на дебелините на холоцена показват, че основните количества теригенен материал се фиксират на шелфа (фиг. 3.11).

Долноплейстоценските утайки залягат върху ерозираната повърхност на коренното дъно, изравнявайки го и на места образувайки акумулативни положителни форми на релефа на дъното, което отчетливо се проявява в периферната област на шелфа (фиг. 1.4). Утайките на подводния брегови склон, стръмно потъващ до 30–70 m в крайбрежната депресия, се отличават с фациално разнообразие. Тук са развити черупчесто-детритовите пясъци с примес от теригенен пясък, чакъл и гравий, достигащи дълбочина 15–30 m. По-дълбоко доминират полутечни и мекопластични дребноалевритови тини в сиви, зеленикаво-сиви тонове, в различна степен обогатени с черупчесто-детритови материали. На места (дълбочина 65 m) под маломощния (15 cm) слой джеметински тини е разкрит неголям слой (22 cm) новоевксински черупчесто-детритови утайки. Те се постилат от изветрялата кора на сарматските варовици. Явно именно от коренни скали са представени многообразните малки издатини на подводния брегови склон в южната част на крайбрежната област. Характерът на седиментите показва наличието на продължителен период на размив, об-

Фиг. 3.11. Схема на дебелините на холоценските седименти:
1. съвременен бряг; 2. дебелина на седиментите;
3. граница шелф-континентален склон

хващащ голяма част от разреза, с изключение на най-късния холоцен (фиг. 1.4). Подобно явление е открито и в крайбрежната депресия, дълбочина 67 m, простираща се по дължина на подножието на подводния брегови склон. По оста на депресията са развити теригенни безкарбонатни зеленикаво-сиви тини с мощност 400 cm. Съдържанието на $C_{орг.}$ в тях достига 1,5%.

Много по-ясно депресията е изразена в южната част на шелфа и фиксира границата на разпространение на новоевксинския крайбрежно морски фациес (фиг. 1.4). На изток депресията се сменя с полегат крайбрежен вал, съставен от мощен (повече от 400 cm) слой мекопластични алевритово-пелитови тини с тъмносив до черен цвят, набогатени с автогенни сулфиди на желязото. Съдържанието на $C_{орг.}$ в тях не превишава 3%. В наклонената шелфова равнина в северната част на шелфа (дълбочина 50–70 m) слой с мощност до 70 cm е изграден от теригенни и разнозърнести теригенно-черупчести пясъци и алеврити. Те се характеризират със смесена джеметинско-новоевксинска фауна.

Периферната депресия (фиг. 1.4) разделя централната и периферната област на шелфа. Мощността на джеметинските утайки тук превишава 300 cm. Те са представени от пелитови тини. Прави впечатление, че в понижението, пред зоната на валовете, джеметинските утайки залягат непосредствено над новоевксинските, което свидетелства за продължителен размив през древночерноморско време. В долната половина от разреза на новоевксинските седименти са намерени няколко достатъчно мощни (до 0,5 m) слоя уплътнена черна тиня, набогатена на хидротроилит (Димитров, 1990). Обаче в повечето случаи под джеметинските слоеве каламитските утайки са представени от газонаситени тини, следствие, деструкцията на органичното вещество.

Зоната на валовете е представена като специфично морфологично формирование. Тя е изградена от добре отсортирани алевритови тини. Мощностите на холоцена тук са съкратени и това е характерно за всички негови подхоризонти. Между валовете мощността на холоцена достига 350 cm. Наблюдава се известно повишаване на съдържанието на $C_{орг.}$ (1–1,5%). В долната част на холоценовия хоризонт залега тънка прослойка черупчест детрит, който преминава в прибрежноморския фациес на новоевксина. Теригенно-черупчестите утайки на новоевксина са маломощни, особено по върховете на акумулативните валове. В основата на разреза в зоната на валовете са взети утайки, съдържащи чаудинска фауна.

По такъв начин утайките на шелфа се отличават с литоложка нееднородност както по разреза, така и по площ.

Типовете дънни утайки са отделени по класификацията на Безруков и Лисицын (1960) с допълнения, предложени от Невеский (1967). В зависимост от съдържанието на $CaCO_3$ са отделени: безкарбонатни (<10%), слабокарбонатни (10–30%), карбонатни (30–50%) и силнокарбонатни (>50%) утайки. Утайки със съдържание на Fe – 5–10% са отнесени към слабожелезистите, със съдържание на Mn – 0,2–0,5% към слабоманганови, със съдържание на $C_{орг.}$ > 2% към сапропелните.

Като цяло можем да заключим, че във всички етапи от най-новата геоложка история на шелфа разпределението на утайките на дъното е свързано с особеностите на палеохидроложкия режим. На механичното отлагане на материала са действали както регионалните (влияние на общата структура на региона, изменението на гранулометричния състав на материала в зависимост от отдалечаването на брега и нарастването на дълбочината и т.н.), така и специфичните местни условия – особености на релефа на дъното, на контурите на бреговата линия, на динамичното разпределение на наносите във вълновото поле, на източниците на подхранване, характера на биологичните утайки. Последните често са били определящи, както се вижда по примера на редица хоризонти в доновоевксинските, новоевксинските и джеметинските слоеве. Основни фактори, влияещи на формирането на утайките от разкрития геоложки разрез на шелфа, се явяват изменения на морското ниво, свързани както с глобалните климатични изменения, така и с измененията на емкостта на падината, което отразява хронологичната последователност на седиментацията на терригенните и биогенните компоненти. Механичната диференциация на утайките по разреза отразява влиянието на всички тези фактори и се явява ценен източник на палеогеографска информация.

### 3.3. Фациеси на утайките, мощности и темпове на тяхното натрупване

Изучаването на геоложките разрези на седиментите на западния шелф на Черно море позволи да се изяснят основните типове и фациеси утайки и да се проследи тяхното площно и вертикално разпределение (фиг. 3.3). В долните части на разрезите бяха открити грубозърнести, обикновено песъчливо-чакълно-черупчести акумулации, представляващи крайбрежни и плитководни фациеси на Чаудинския

басейн. Сред тях се срещат и такива, които могат да се характеризират като плажови, тъй като те почти изцяло са изградени от чакълно-черупчест материал и са литифицирани. Литификацията на материала несъмнено говори за продължителни плитководни, плажови или субаерални условия. Тези наслаги са проследени на абсолютни дълбочини – 80–100 m, и фиксират ниското равнище на басейна. Съдейки по спорово-поленовите спектри, утайките са се сформирали по време на морската регресия – горен миндел (окско заледяване).

Новоевксинските утайки от регресивния цикъл са представени от два фациеса – крайбрежно морски и глинест (дълбоководен). По разпространението на прибрежно-морските утайки е установено ниското ниво на морето през новоевксина на дълбочини на съвременния басейн около 90–120 m (фиг. 1.4).

Холоценските утайки на трансгресивните фациеси на шелфа са глинести и са се сформирали в условията на въздействие на всички фактори на съвременното утайконатрупване. По такъв начин фациесите на утайките на шелфа отразяват всички особености на климатични, екологични, хидрологични, тектонски и литоложки условия в периода на тяхното формиране.

В основата на анализа на мощностите на плейстоценските и холоценските утайки на шелфа е заложено детайлно стратиграфско разчленение на всички сондажни колонки по основните профили (фиг. 3.3). За определяне на скоростта на утайконатрупване в отделните времеви отрязъци въз основа на абсолютните датировки са приети: джеметинско време 0–3500 г., каламитско и витязевско – 3500–8000 г., новоевксинско > 8000 г. за теригенно-черупчестите и за глинести фациеси. Скоростите на седиментация за чаудинските, древноевксинските и карангатските утайки не показваме поради оскъдния материал и не съвсем уверените граници.

За голяма част от геоложките разрези на шелфа (фиг. 3.3, 3.11) бе определена мощността на горноплейстоценските (новоевксински) и холоценските (бугазки, витязевско-каламитски и джеметински слоеве). Мощността на новоевксинските прибрежно-морски утайки и скоростта им на натрупване се удаде да определим на валовете от периферната област, където те лежат върху коренен цокъл от сарматски варовици, а така също в с. 8, НИК "Геохимик", както и в централната област на шелфа по данни от инженерно-геоложкото сондиране.

Подложката на новоевксинските слоеве е определена по появата на непреотложената фауна (in situ) на чаудинските *Didacna* и *Dreissena*. Карангатските утайки са размити.

На картата на мощностите на холоценските утайки на западния шелф на Черно море (фиг. 3.11) са отделени три области:

• крайбрежна област – област с много изменчиви мощности – от 12 m в заливите и в акумулативните участъци, до 50–10 cm на абразионните участъци. По оста на крайбрежната депресия тяхната мощност е по-устойчива, но не превишава 300 cm;

• централната област – област предимно на големи мощности: мощностите на холоцена превишават 10 m;

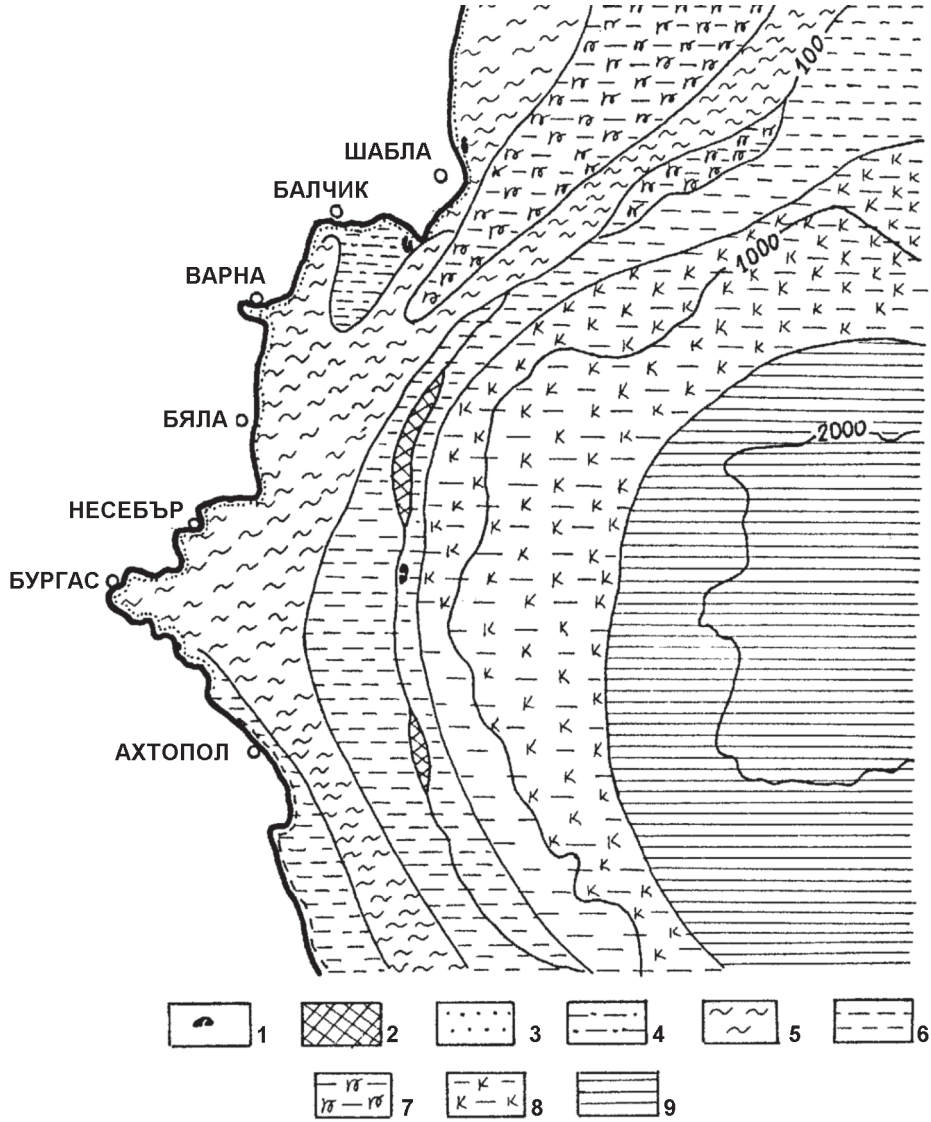
• периферна област – област на малки мощности (<100 cm).

Максималните мощности на утайките и скоростите на утайконатрупване в холоцена (50–100 cm/1000 y и повече) клонят към централната област на западния шелф на Черно море, където се акумулират главно дребноалевритови и алевритови теригенни тини и в някои случаи дебелините им достигат 32 m (с. 34 – Балчишки залив). В северната част на шелфа мощностите на холоценските утайки са условни и отразяват дълбочината на промиването на залягащите тук реликтови наслаги. Зоната на периферните валове се характеризира с минимални величини на скоростите на утайконатрупване (фиг. 1.4). В някои случаи утайките на холоцена във валовете отсъстват.

За джеметинските слоеве скоростите на утайконатрупване варират от <10 cm/1000 y в периферната област на шелфа до повече от 100 cm/1000 y в крайбрежните и централните области (фиг. 3.12). В горната част на континенталния склон скоростите на утайконатрупване се колебаят от 0 до 25 cm/1000 y. В древночерноморско време характерът на седиментацията съществено не се е изменял, но областта на максималните дебелини е била значително по-широка.

Освен субмеридионалната зоналност в разпределението на мощностите на утайките на шелфа, обусловена предимно от особеностите на хидродинамичния режим, не се забелязва широтна зоналност, свързана с неотектонските движения на шелфа.

Един от съществените фактори на седиментационния процес се явява издигането на морското равнище следствие евстатичните колебания. Анализирайки данните, получени от мареографните станции,




Фиг. 3.12. Литоложка схема на разпределение на съвременните (джеметински, единица Ia, Unit 1) дънни утайки (Нефтегазогенетические исследования Болгарского сектора Черного моря, 1984): 1 – изходища на коренни скали; 2 – прибрежно морски (новоевксински) утайки; 3 – пясъци; 4 – алевритови тини; 5 – слабокарбонатни алевритови тини; 6 – карбонатни алевритови тини; 7 – черупчести наслаги; 8 – карбонатни коколитофоридови тини; 9 – пелитови (слабокарбонатни) тини

редица автори (Метревели, Кучуашвили, 1987) твърдят, че за Черно море през последните 100 години издигането на морското равнище е от 32 до 58 cm. Подобни скорости на издигане са съпоставими със скоростите по времето на карангатската, както и с тези на следвюрмската трансгресия.

Механизмът на утайконатрупване и наблюдаващите се стратиграфски прекъсвания, както и особеностите на формиране на съвременните седименти през холоцена, долния и горен плейстоцен, могат да се разшифроват, отчитайки своеобразието на хидродинамичната обстановка.

Както бе изтъкнато, величината на максималната регресия през новоевксина за шелфа от западната част на Черно море се определя в границите на 90–120 m. Може да се предположи, че в началото на холоцена, когато морското ниво е било по-ниско от съвременното със 120 m, струите на постоянните течения са минавали над съвременните дълбочини 120–200 m, предизвиквайки размив на по-рано натрупали се мощности карангански тини, древноевксински и чаудински утайки. В хода на трансгресията и в зависимост от преместването на бреговата линия, този участък от периферната област на шелфа се покривал с маломощни грубозърнести утайки, а после (вече на значителни дълбочини) – с по-дребни фракции. Този процес се извършвал видимо и по време на плейстоценските регресии, тъй като слоеве, отложени през плейстоцена, показват повишено съдържание на едрозърнестите фракции (Новикова и др., 1978).

Съпоставянето на особеностите на фациалния състав и мощностите с данните от минераложкия състав показват, че през холоцена най-големите темпове на седиментация са обусловени от привноса на дунавски материал в централната и периферната област на шелфа и неговото натрупване встрани от струите на силните постоянни течения, а в крайбрежната – в заливите срещу речните устия – за сметка на материала, внасян от бреговата абразия и речния отток (Новикова и др., 1978).

Мощността на седиментите на западния шелф на Черно море се намира по всяка вероятност в зависимост и от знака на неотектонските движения, за което специални наблюдения не са провеждани.

# ГЛАВА ЧЕТВЪРТА

## ДЪЛБОКОВОДНИ ОРГАНОГЕННО-МИНЕРАЛНИ УТАЙКИ – ПРОИЗХОД, СЪСТАВ, СВОЙСТВА И РАЗПРОСТРАНЕНИЕ

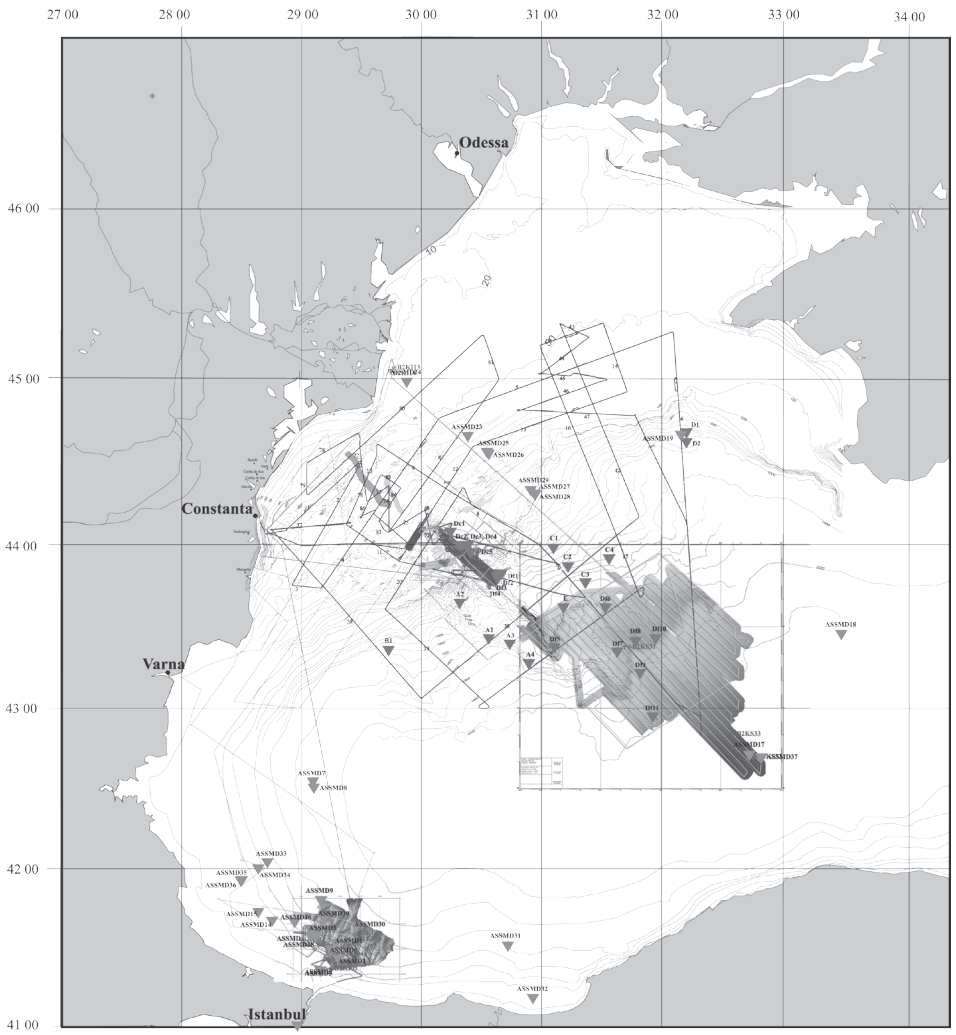
Основите на изучаването на дълбоководната седиментация в Черно море са положени преди повече от 100 години в работите на Андрусов (1892). По-късно Архангельский и Страхов (1938), Страхов (1954) поставят основите на стратиграфската подялба и литолого-геохимичното изучаване на утайките. Многобройните експедиции в Черно море, проведени от руски (Емельянов, Шимкус, 1963; Шимкус и др., 1976; Геологическая история..., 1980; Блохина, 1994), американски и други изследователи (Degens, Ross, 1972; Calvert, et al 1987, Calvert et al., 1996), позволиха да се получат нови уникални данни за природата на седиментния комплекс.

Дълбоководните утайки в западната част на Черно море са първостепенен обект за изследване през последните 20 години за българските и чуждестранните изследователи (приложение 1). Съществуват редица публикации по стратиграфията и литолого-геохимичните особености на горноплейстоценско-холоценския комплекс (Chochov, 1984; Куприн и др., 1985; Хрисчев, Шопов, 1988; Димитров, Велев, 1988; Георгиев, 1989; Велев, Димитров, Файер, 1992; Шопов, 1993; Razvigorova, et. al, 1997; Шнюков, Зиборов, 2004). Обобщения на нашите познания за дълбоководната седиментация на басейна са представени в монографичните сборници "Нефтегазогенетические исследования Болгарского сектора Черного моря" (1984) и "Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заряжения" (Гавшин и др., 1988).

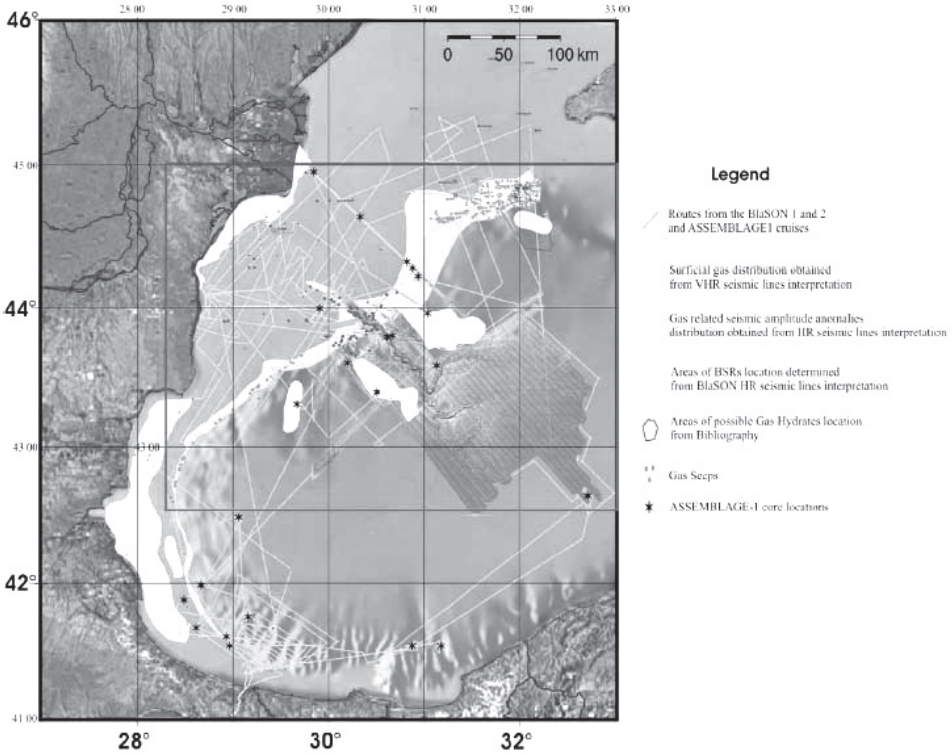
Като дълбоководни се приемат утайките, формирани извън зоната на въздействието на хидрогенните фактори, като ветрово вълнение и вътрешни вълни, както и извън въздействието на трансгресивните и регресивните цикли на басейна. Именно тук, в условията на относителна застойност, могат да се получат непрекъснати разрези, тъй като през целия плейстоцен и холоцен тази област се е намирала под морското равнище. Към ДОМУ се отнасят утайките които съдържат повече от 3 % $C_{орг.}$

В дълбоководната акватория са проведени шест експедиции с НИК "Академик", като са взети повече от 60 сондажни колонки (приложение 2). За целите на настоящата работа са използвани и материалите от проведените през 1984 г. експедиционни изследвания с НИК

“Щокман”, както и материалите от проведените през 2003-2006 г. експедиционни изследвания по проекта ”Assemblage” с научноизследователските кораби “Le Suroit”, “Marione Dufresne” (фиг. 4.1., 4.2), “Mare Nigrum” (фиг. 4.3) и “Mediterranean Explorer” (Lericolais, G. and Assemblage partners, 2004; 2005). Анализирани са и досега публикуваните данни по стратиграфията и литолого-геохимичните особености на ДОМУ (Гавшин и др. 1988).

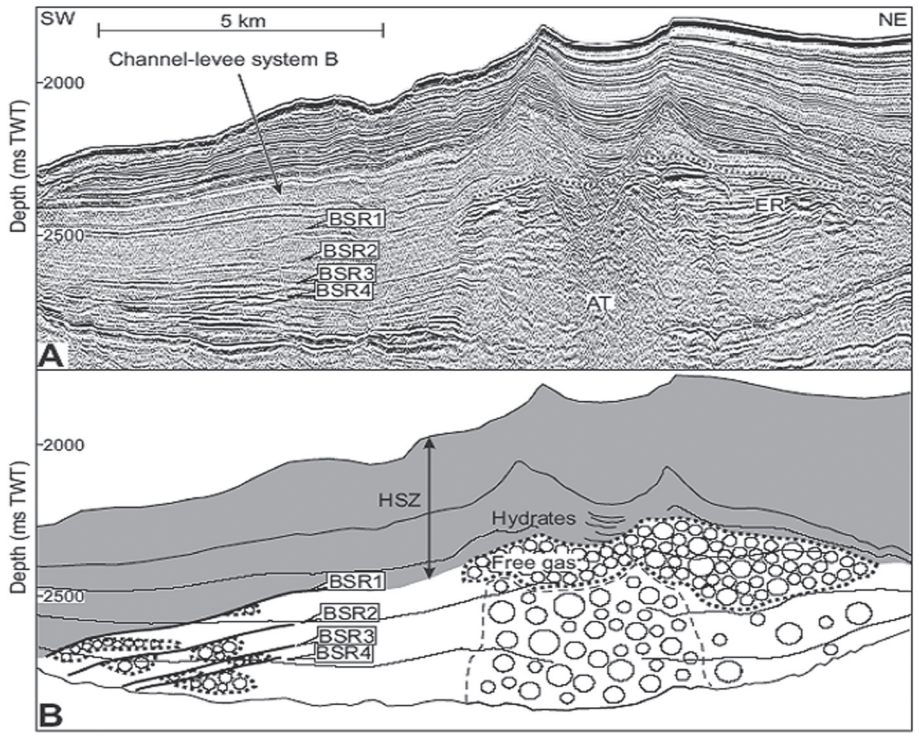



Фиг. 4.1. Карта на изследваните области на Черно море по време на експедициите по проектите “Assemblage и BlaSON 1”, (Lericolais, G. and Assemblage partners, 2004; 2005)



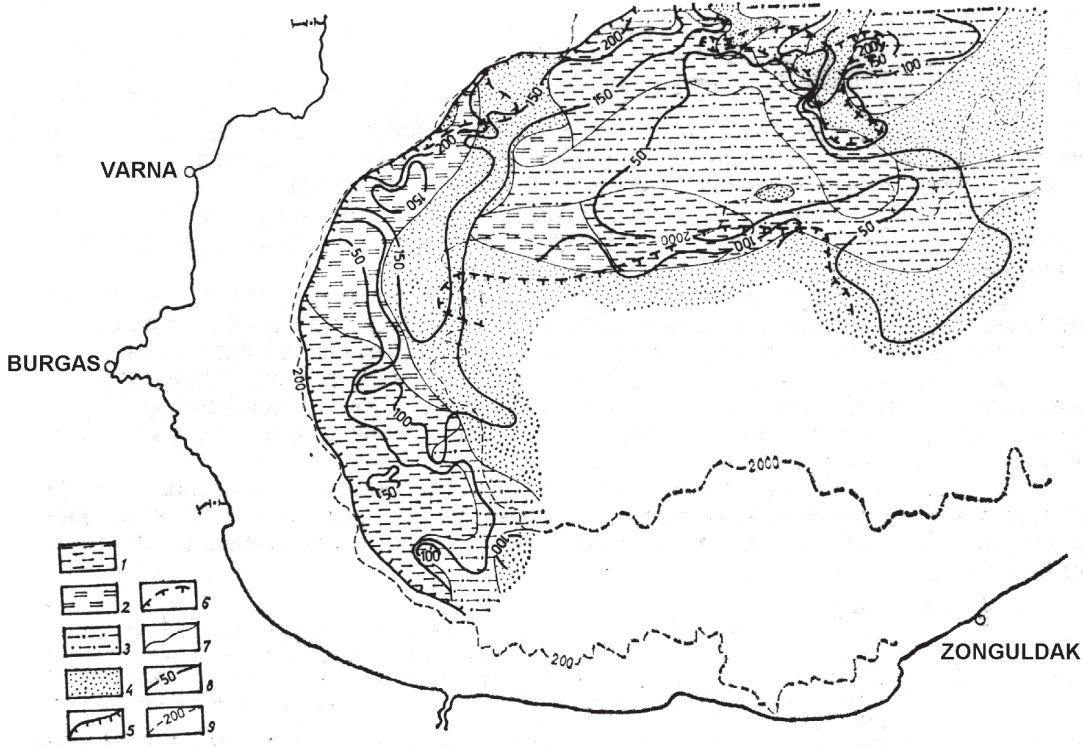

Фиг. 4.2. Местоположение на обектите, сондирани по време на експедицията на MD139-ASSEMBLAGE 1, (Lericolais, G. and Assemblage partners, 2004; 2005)

Отстоявайки последователно литостратиграфския подход, Христев и Шопов (1988) го прилагат не само за шелфа, но и за дълбоководната част. Те се придържат към подялбата на Degens and Ross (1972), които на базата на материалите от американския изследователски кораб "Атлантис II" отделят три единици отгоре надолу: Ia (unit 1) – кокотолитова тиня; Ib (unit 2) – сапропел и Ic (unit 3) – лютит. Тези единици са отделени и при сондирането със сондажния кораб "Гломар Челинджър" (Ross, et al., 1978; Геологическая история... 1980). Те съвпадат с отделените още от Архангельский и Страхов (1938) слоеве, като Ia отговаря на новочерноморските (джеметинските) слоеве, Ib – на древночерноморските (каламитско-витязевските), и Ic – на новоевксинските слоеве. Приема се класическата схема, запазвайки номерацията, като се ползват литофациалните карти (Христев, Шо-



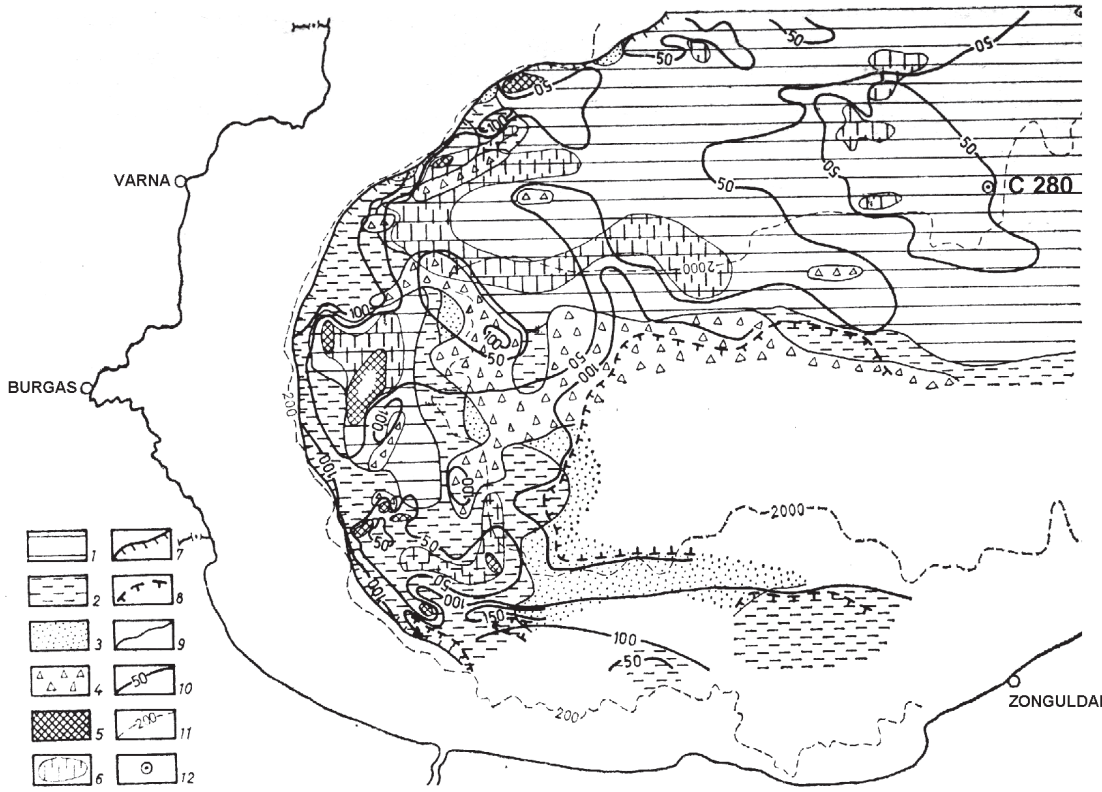

Фиг. 4.3. Интерпретация на BlaSON 1сеизмо-акустичен профил B039 (Popescu et al., 2007)

пов, 1988) с някои допълнения (фиг. 4.4. а, 4.4. б, 4.4. в). Както Degens and Ross (1972), така и Хрисчев и Шопов (1988) отчитат контрастната размивна литоложка граница между единица Ib и Ic (фиг. 3.10).

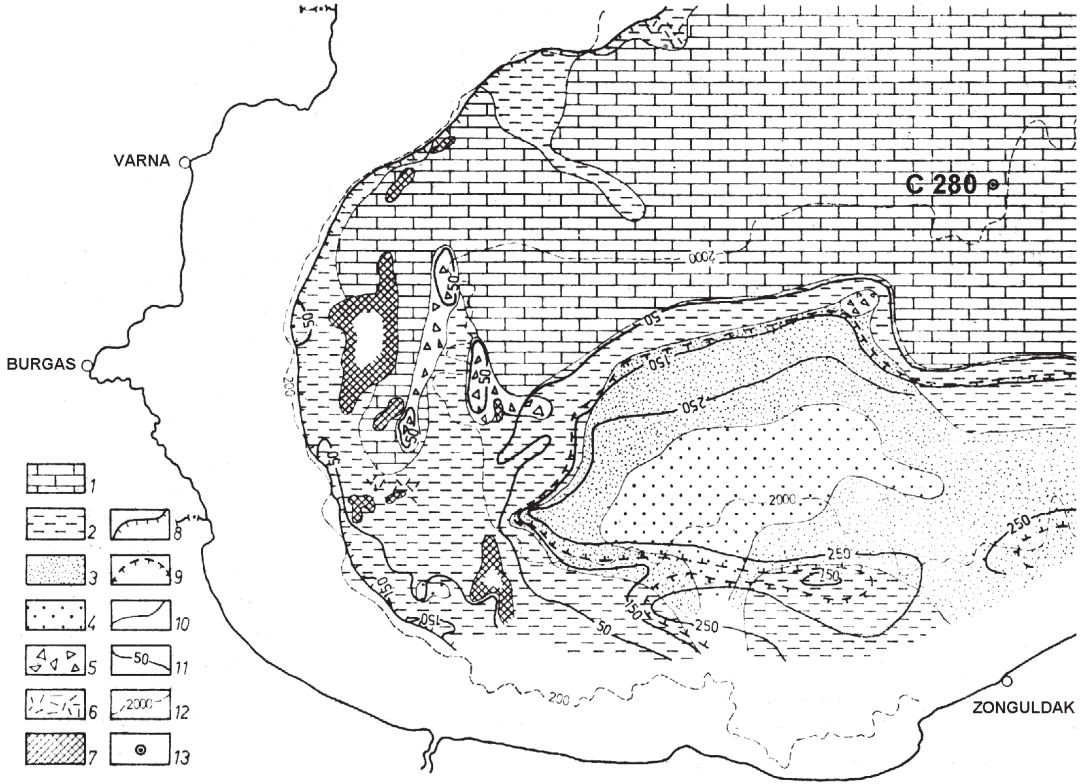



Фиг. 4.4а. Литофациални карти на късноквaтернерните утайки (Христев и др., 1988) с някои допълнения:

а) единица Ic – 1 – глинести тини; 2 – тини с диспергиран алевритов материал; 3 – тини с редки песъчливо-алевритови прослои; 4 – тини с чести песъчливо-алевритови прослои; 5 – граница шелфови и дълбоководни утайки; 6 – област на развитие на газонаситени тини; 7 – литофациални граници; 8 – дълбочина на залягане на горнище на “хидротроилитова” пачка; 9 – изобати; 10 – окисно-сулфидни конкреции




Фиг. 4.4б. Единица Ib – 1 – сапропелни тини ($Ib^{c}$); 2 – глинест литофациес($Ib^{г}$); 3 – алевритов фациес ($Ib^{а}$); 4 – брекчи деформации ($Ib^{б}$); 5 – отсъствие на утайки; 6 – отсъствие на пачка $Ib^{c}$; 7 – граница между шелфови и дълбоководни утайки; 8 – област на газонаситени тини; 9 – литофациални граници; 10 – изопахити на ед. Ib в cm; 11 – изобати; 12 – С 280 стратотипен разрез



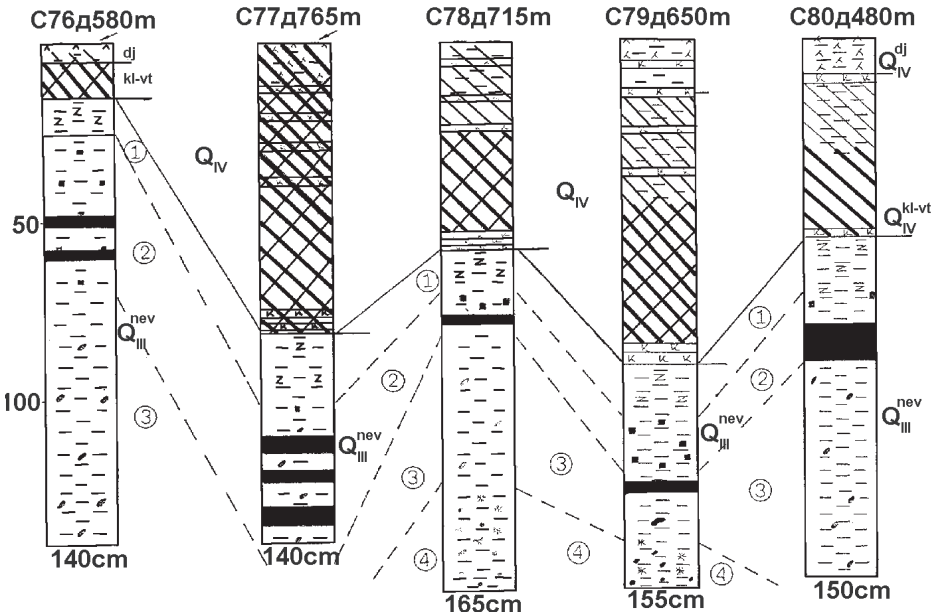

Фиг. 4.4в. Единица Ia – 1 – коколитови тини (Ia$^{к}$); 2 – глинест литофациес (Ia$^{г}$); 3 – алевритов литофациес (Ia$^{а}$); 4 – пясъчен литофациес (Ia$^{п}$); 5 – интракластични брекчи; 6 – прослои и полета диатомови тини; 7 – отсъствие на утайки; 8 – граница шелфови и дълбоководни утайки; 9 – газонаситени тини; 10 – литофациални граници; 11 – изопахити на ед. Ia в cm; 12 – изобати; 13 – C 280 стратотипен разрез

### 4.1. Горен плейстоцен (новоевксин, единица Ic) – езерни утайки и тяхната литолого-геохимична характеристика

В разкрития разрез на новоевксина по литоложки белези могат да се обособят 5 пачки, номерирани последователно от 5 до 1. Ще се разгледа описанието на новоевксинския разрез отдолу нагоре по литоложки белези.

Пачка 5. Разкрита е в три сондажа, разположени на дълбочини 1850, 1930 и 2100 m и не е показана в литоложките разрези поради спорното ù положение. Представена е от слоисти, плътни пелитови тини зелени до масленозелени, които приличат на сапропелите от единица Ib. Дебелината на разкритата пачка е 23–28 cm. По спорово-поленови спектри те характеризират интерглациала рис – вюрм, и следва да бъдат отнесени към карангата.

Пачка 4. Към пачка 4 се отнасят т.нар. окислени типични новоевксински тини, които Хрисчев и Шопов (1988) наричат "пъстра" пачка. За съпоставимост е дадена аналогична номерация. Над описаните в пачка 5 пелитови тини с постепенен преход следват т.нар. окислени тини с окисно-сулфидни конкреционни образувания. Цветът на утайките в началото на пачката е синкав, като постепенно преминава в кафеникав до ръждивочервен. Срещат се многобройни алевритови прослойки и турбидиран финозърнест детрит. Конкреционните образувания се срещат в най-окислената част от разреза и представляват обли (топчести) конкреции с диаметър 2–3 cm, които бързо се окисляват и на борда на кораба се разрушават. От обвивката към центъра те преминават от окисни към сулфидни, като ядрото е черно на цвят. Пачката е развита почти повсеместно, но най-добре е представена на континенталния склон на дълбочини 600–800 m (фиг. 4.5). Дебелината на пачката варира от 20 до 70 cm.




Фиг. 4.5. Литолого-стратиграфски разрези на континенталния склон (Димитров, 1990). Литоложки разновидности в новоевксинските утайки:

1 – зеекрайде; 2 – прослои автогенни сулфиди; 3 – тъмносиви до черни пелитови тини с лещи от автогенни сулфиди; 4 – окислени тини с конкреции

В аналогичната по описание пачка 4 Хрисчев и Шопов (1988) не описват железни окисно-сулфидни конкреции, тъй като вероятно те не са били достигнати. По данни от спорово-поленовия анализ (Filipova et al, 1989), пачка 4 е формирана в условията на временно затопляне на климата по време на вюрмското заледяване (фиг. 4.5).

Пачка 3. Към нея се отнасят пелитови тини, които са сиви до тъмносиви и черни на цвят, понякога с дебелина до 1 m. В тях се срещат лещи и послойна циментация от автогенни сулфиди. Срещат се понякога редки корови твърди образувания от автогенни сулфиди (фиг. 3.10, 4.5, 4.6). Общо взето разрезът е монотонен. По описание съвпада със слой Ic, отделен от Хрисчев и Шопов (1988).

Пачка 2. За пачката е почти аналогично приведеното описание на пачка 3. В основата на пачката, особено на дълбочини 1800–2000 m, се срещат дебели до 0,5 m прослои, "пропити" от автогенни сулфи-

**Единица Ia (Unit 1) - 0 - 45 cm**
**преходен слой с редуване на прослойки**
**от коколити през 2 cm**

**Единица Ib (Unit 2) - 45 - 120 cm**

**типичен сапропел**

**120 - 130 cm - преходен слой**

**Единица Ic (Unit 3) зеекрайде (лютит) - 130 cm - 340 cm**
**новоевксинска сива плътна тиня**

**340 cm - новоевксинска тиня с черни автогенни сулфиди**

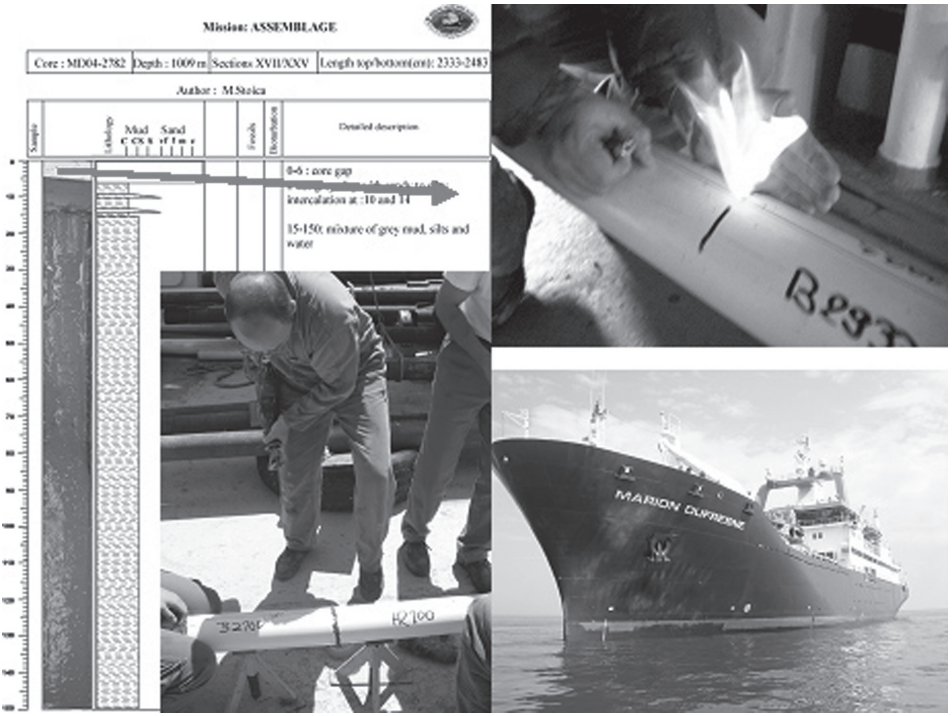
**03. 09. 2006**
**Станция 5**
**Ядка 05**
**φ=42°46,5576′N**
**λ=28°40,6386′E**
**дълбочина - 971,1 m**

Фиг. 4.6. Описание на ядка на борда на НИК “Академик”

ди, с твърди корови образувания или овални лещи, които трудно се размиват и при изсъхване моментално се окисляват до елементарна чиста моноклинна сяра и железни окиси и хидроокиси. Интересен е фактът, че при дифрактометричен анализ на коровите и лещовидните образувания не се потвърждава с увереност наличието само на автогенни сулфиди на желязото (обикновено наричан "хидротроилитов" слой), които са сравнително малко. В пробите има и рентгено-аморфна съставка, която не дава линии и може да бъде органично вещество. Вследствие на това се наблюдава един твърде интересен факт. По време на експедиционни изследвания на дълбочина 1900 m при опит за вземане на газова проба в тръбата беше монтиран пластмасов чохъл. След като беше извадена ядката заедно с чохъла от тръбата, пластмасовият чохъл започна да се издува и, достигайки диаметър около 50 cm, се спука.

По време на експедицията с френския НИК "Marion Dufresne" беше забелязан същият ефект, но с по-голяма мощност. Направени бяха сондажи с дължина до 40 m (за първи път в Черно море – в румънска и турска икономически зони) (Lericolais, G., and Assemblage partners, 2004; 2005; Dimitrov D. and Assemblage partners, 2004). При нарязване на пластмасовия чохъл от сектори по 1,5 m, започна разширяване на седиментния материал, на места до 25% от дължината. За да се избегне загуба на материал, след нарязване на пластмасовия чохъл се правят отвори с диаметър 3 или 4 mm за да може вече освободеният газ да излезе. При запалването на газа в началото се появи пламък с дължина около 1,5 m (фиг. 4.7) (Димитров и др., 2003; Dimitrov and Assemblage partners, 2005). От каверна с обем около 1000 $cm^3$ продължителността на горенето бе около 5 min. Целият "хидротроилитов" слой с дебелина около 60 cm бе натрошен, а операцията придружена с ендотермичен ефект. Ясно, че в случая става дума за газохидратни образувания със смесен състав. При изсъхване на ядката органичното вещество се отделя и на дифрактограмата остават линиите на моносулфидите на желязото. Това дава основание да се постави под съмнение само "хидротроилитовия" произход на описаните в пачка 4, 3 и 2 образувания, които са метастабилни и при атмосферни условия губят част от веществото. Предлаганият механизъм (Страхов, 1976; Волков, 1964, 1984) за образуване на автогенните сулфиди на желязото чрез

дифундиране на $H_2S$ от придънния слой на анаеробната зона е твърде спорен. Както ще видим по-долу, излиза, че $H_2S$ преминава (дифундира) през пачка 1 (зеекрайде), без да оставя следи в нея от автогенни железни сулфиди (фиг. 4.5).




Фиг. 4.7. Описание на ядка (core: MD04-2782, дълбочина 1009 m, φ = 43°47‘41N, λ = 30°36‘98E) на борда на френския НИК “Marion Dufresne”

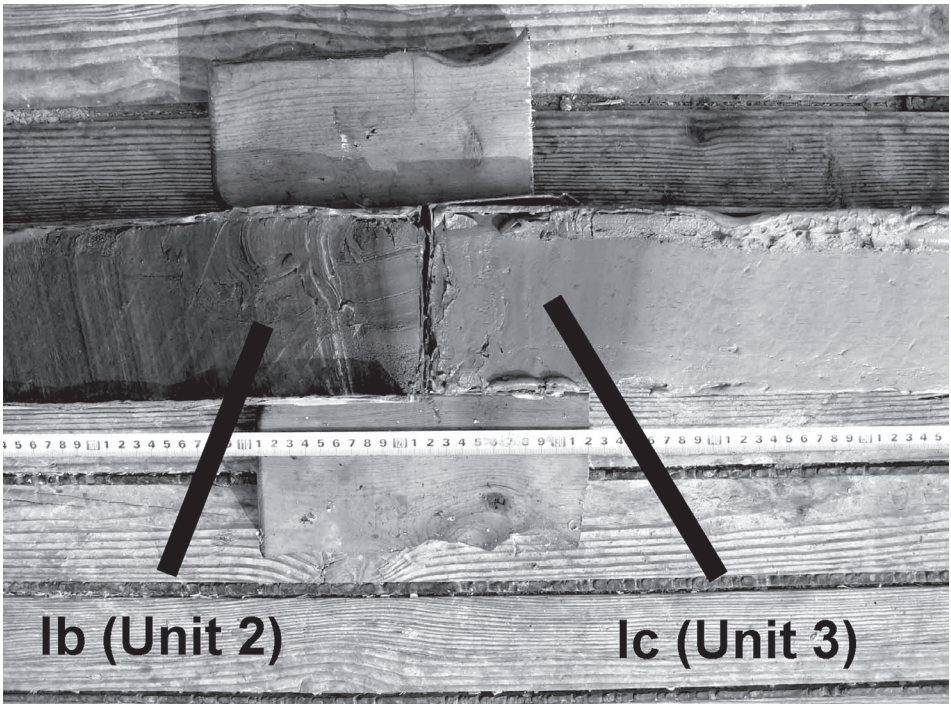
Предложен е по-различен механизъм на образуване на хидротроилита и сулфидните конкреции (Димитров, Димитров, 2003; Dimitrov, Dimitrov, 2003). Геохимичният и хидродинамичният режим на сладководното езеро не са позволявали образуването на свободен сероводород. За утайките от това време е характерно много ниско съдържание на $H_2S$, при което процесите на сулфатредукция са сведени до минимум. Единствен доставчик на $H_2S$ вероятно са били геологическите източници (калните вулкани). Подобна теза за наличие на геологически източници на $H_2S$ се лансира упорито от Шнюков (Шнюков, Клещенко, 1999; Шнюков, Краюшкин, 1999; Шнюков, Зиборов, 2004), при което се привеждат убедителни доказателства. Повечето

изследователи приемат бактериалната сулфатредукция, като единствен възможен източник на $H_2S$ (Волков, 1964, 1984, Сорокин, 1982, Романкевич, 1977; Зернов, Зеленов, 1982) и яростно отричат геологическите източници на $H_2S$. Приемайки наличието на геологически източници на $H_2S$ (подземни води, кални вулкани и др.) през новоевксина, постъпващия от тях $H_2S$, като химически активен компонент се усвоява от постъпващото от сушата желязо и се фиксира на дъното под формата на неразтворими железни сулфиди. В потвърждение на изложеното, за наличие на $H_2S$ (0,25 %) в газохидратите около гърлата на калните вулкани съобщават редица автори (Гинзбург и др., 1990; Глебов и др., 2001; Бяков и др., 2001).

Пачка 1. Пачката завършва разреза на новоевксинските утайки и има повсеместно развитие. В някои случаи (в осите на стръмните склонове на палеодолините) утайките от пачка 1 са свлечени и на повърхността и на дъното се разкриват черни тини от пачка 2, а в други случаи са размити и върху пачка 2 лежат холоценски сапропели. В основата на пачка 1 често се срещат прослои от диатомови водорасли. Дебелината на пачката варира от 1–2 cm до 50–60 cm, а в редица случаи и повече. Тините от пачката се отличават с високи съдържания на карбонати (до 70%) и ниско съдържание на органично вещество <1% (фиг. 4.8) и са известни в литературата като езерни карбонати – *seekreide, lutite, unit 3, 1c* (Degens, Stoffers. 1980). Карбонатната тиня в най-горната част на пачката е представена от ниско магнезиални калцити (Георгиев, 1984).

В много случаи на континенталния склон и в абисалното дъно, където са съществували нормални условия на седиментация, се появява т.нар. преходен слой. Това е своеобразен литоложки преход от пачка 1 на тините тип зеекрайде към холоценските сапропели (слой 1b, unit 2). Белезникавите карбонатни тини постепенно преминават в маломощни сиво-зелени до кафяво-зелени тини, които нагоре прехождат в кафяви плътни сапропели (фиг. 3.10, 4.8). По-рано (Димитров, Новикова, 1984) т. нар. преходен слой бе отнесен към горния вюрм и съвсем естествено е да остане по стратиграфски признак към новоевксина.

Като цяло новоевксинските утайки добре се разчленяват по литоложки белези – автогенно сулфидообразуване, газохидрати и карбонати фиг. 4.5, 4.6, 4.7, 4.8. Съдържанието на $C_{орг.}$ в тях е постоянно




Фиг. 4.8. Контрастни литоложки разновидности на границата новоевксин Ic (Unit 3) – холоцен Ib (Unit 2)

и не превишава 1%, докато съдържанието на карбонати надвишава 30%, а в пачка 1 – достига 60–70%.

Един от най-характерните литоложки белези на новоевксинските дълбоководни утайки е цветът на утайките, който по досегашни данни се определя от съдържанието на моносулфидите на желязото, обуславящи послойно и петнисто оцветяване в тъмни до черни цветове, и от съдържанието на окиси и хидроокиси на желязото, които лимитират кафяво-червеникави до керемиденочервени цветове в долната част с окисно-диагенетични конкреционни образувания (фиг. 4.5). Подобна контрастна ситуация в новоевксинското езеро-море с постепенни преходи от окислителна обстановка в началото на новоевксина до редукционна през средата на периода и карбонатонатрупване в неговия край може да се обясни с честите флуктуации на климата през глациал-вюрм.

През новоевксина басейнът е бил добре аериран с окислителни условия на седиментация. За това свидетелстват многобройните фосилизирани ходове от червеи в целия разрез на новоевксина.

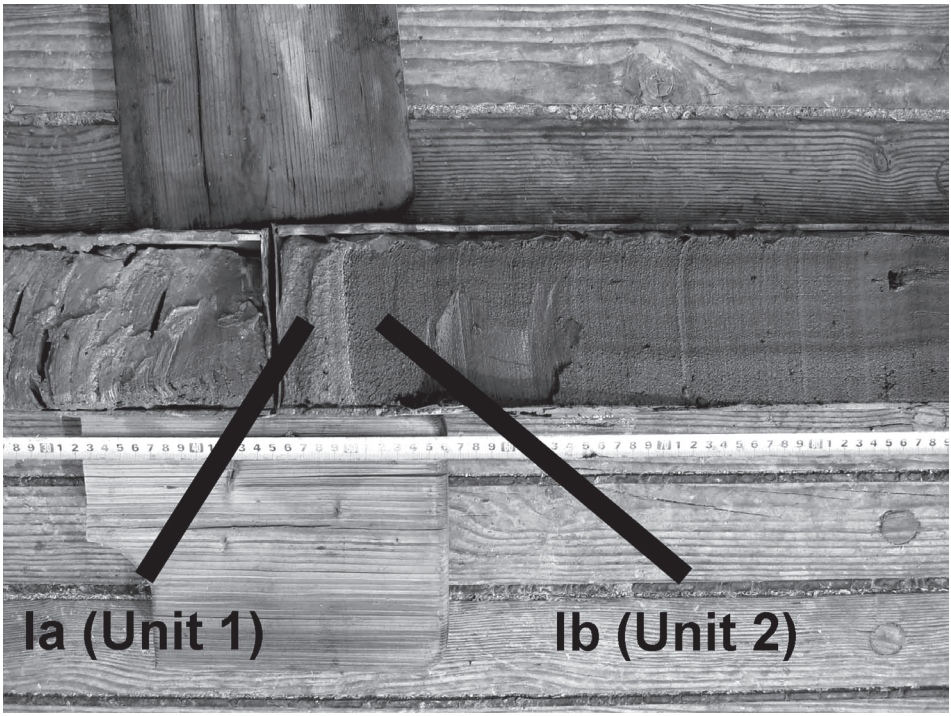
Площното разпределение на новоевксинските утайки се характеризира със значително разнообразие и в случая ще се възползваме от схемата за единица Ic на Христев и др. (1988), допълнена от автора с пачка 4, която отразява окислените тини с конкреционни образувания (фиг. 3.10, 4.5, 4.6). За последните е характерен широк батиметричен диапазон – от 360–400 m до максимални дълбочини на басейна 2000–2200 m. При разпределението на тежките минерали в разреза на новоевксинските утайки съществуват много закономерности, които могат да се обяснят както с гранулометрията на утайките, така и със спецификата на хидрогеохимичния режим.

Отделянето на пачки 5-1 за новоевксина до голяма степен носи условен характер поради факта, че е необходимо провеждането на геоложка картировка в М 1:100 000 с цел детайлизация на климатичните събития през горния (късния) плейстоцен.

### 4.2. Холоцен – сапропелни диатомови и коколитови утайки (единици Ib, Ia)

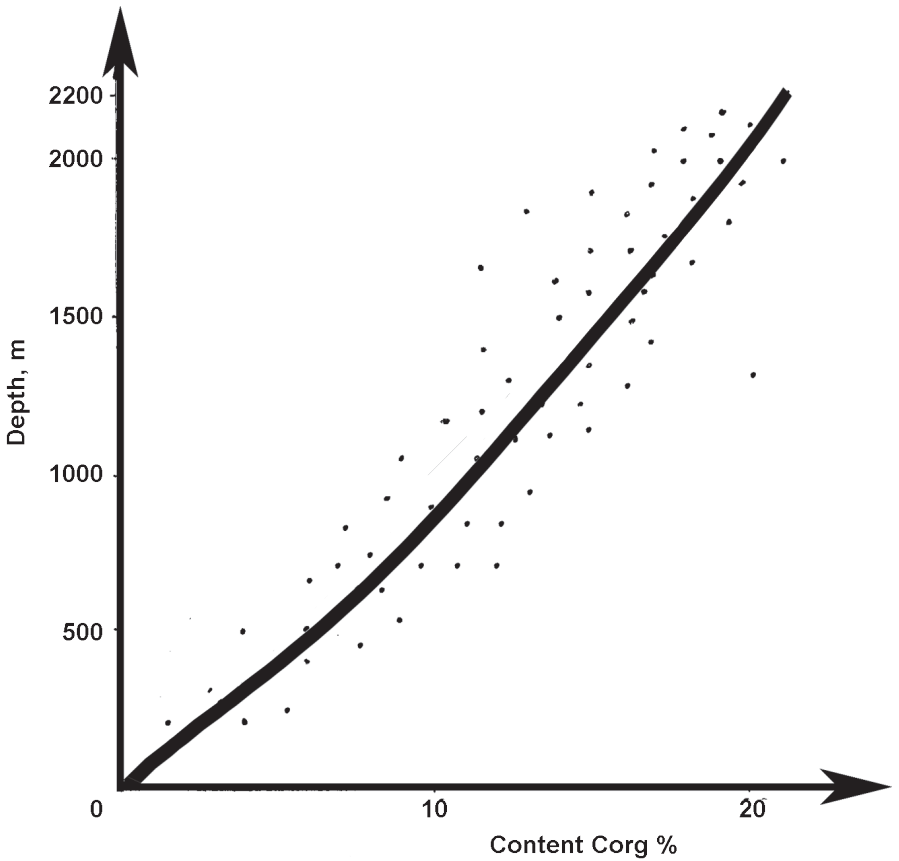
Витязевско-каламитски, древночерноморски, единица (Ib) слоеве в дълбоководната част на морето са представени от т.нар. сапропелни утайки. Наименованието сапропел произлиза от гръцкото сапрос – гнил, и пелос – тиня, и за първи път е употребен от Р. Лаутенборн през 1901 г. за утайки от езерата, богати на органика и с мирис на сероводород. Литоложки те се отделят много добре по контрастната размивна долна и преходна горна граница с единица 1a (фиг. 4.9). Понякога те прехождат от новоевксина Ic (фиг. 4.8) посредством маломощен "междинен" слой, но в повечето случаи лежат върху размивна повърхност на единица Ic – карбонатни тини тип зеекрайде (фиг. 2.6, 4.8).

Не са редки и случаите, при които размивът е твърде дълбок и сапропелите залягат непосредствено върху пачка 2 – черни пелитови тини с автогенни железни сулфиди. Цветът на утайките е от тъмнозелен до кафяв. Обемното тегло на утайката варира от 1,25 g/cm$^3$ до 1,30 g/cm $^3$. Органичното вещество в сапропелите се изменя в доста широки граници от 3–4 до 18–20%. Съществува пряка зависимост между съдържанието на $C_{орг.}$ и дълбочината на морето. С увеличаване на дълбочината съдържанието на $C_{орг.}$ расте (фиг. 4.10).




Фиг. 4.9. Контрастни литоложки разновидности на границата Ia (Unit 1) – Ib (Unit 2)

Сапропелите образуват единен, издържан по площ хоризонт, типичен за Черноморския басейн. Аналози на сапропелите на шелфа и горната част на континенталния склон са зелените алевропелитови тини с натрупвания от растителен детрит и разложени черупки от *Mytilus galloprovincialis*. Преходът от алевро-пелитовите тини към сапропелите е фациален. Органичното вещество в сапропелите има хетерогенен произход. По-голямата част от състава им е представена от планктоногенни организми (около 80%) и континентална органика (20%). Планктонните организми в повечето случаи са добре запазени в условията на сероводородната зона. Главни съставки на сапропелите са динофлагелатни цисти, диатомови водорасли, коколитофориди, перидинеи. Често се срещат масови струпвания на рибни скелети. Следва да се отбележи високата биологична продуктивност на фитопланктона, която достига понякога до 50 g/m$^3$, но средно не надвишава 0,7 g/m$^3$ (Морозова-Водяницкая, 1954; Морозова-Водяницкая,

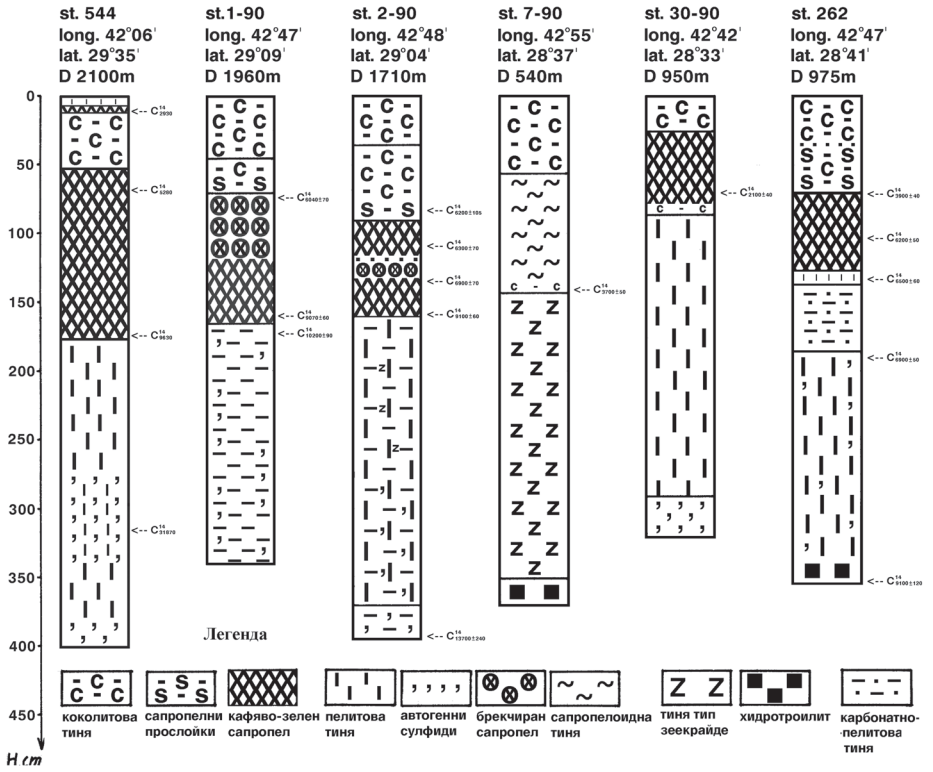



Фиг. 4.10. Разпространение на $C_{орг.}$ в сапропелите в зависимост от дълбочината (Димитров, Велев, 1988)

Белогорская, 1957; Сорокин, 1982; Moncheva, 1991, 1992; Moncheva, Velikova, 1999). Особено развитие в утайките имат динофлагелатите и диатомовите водорасли, най-разпространени от които в сапропелите са *Peridinium triguestrum*, *Rhizosolenia alata*, *Chaetoceras curvisaetus, Chaetoseras (Spores)*, като последният вид заема 70% от всички диатомеи в сапропелите. На фиг. 3.4 е показан ръководният комплекс диатомеи за сапропелите, който е почти еднакъв за холоцена. Аналогични на изброените видове диатомеи се срещат и в суспендираното вещество (фиг. 1.17). Примесите от теригенна, постъпваща от континента органика, съставят до 20% от общия обем на органичното вещество и са представени от дребен растителен детрит, спорово-поленови зърна

и други. Характерен реперен слой за Черно море са коколитофоридовите водорасли от вида *Braurudosphaera bugelowi*.

Същият реперен слой засяга "междинния" слой, образувайки 2–3 прослойки с дебелина 2–5 mm, които фиксират основата на типичния сапропел. В една от най-добре изучените сондажни колонки, разположена в абисалната част на дълбочина 2100 m (С-544), долнището на сапропела заляга с размив над новоевксинските тини тип зеекрайде (фиг. 3.9, 4.11). За горнището на сапропеловия хоризонт и началото на коколитовите прослои (интервал 60–70 cm) е получена датировка от около 5 хил. години.




Фиг. 4.11. Разрези на дълбоководни органогенно-минерални утайки

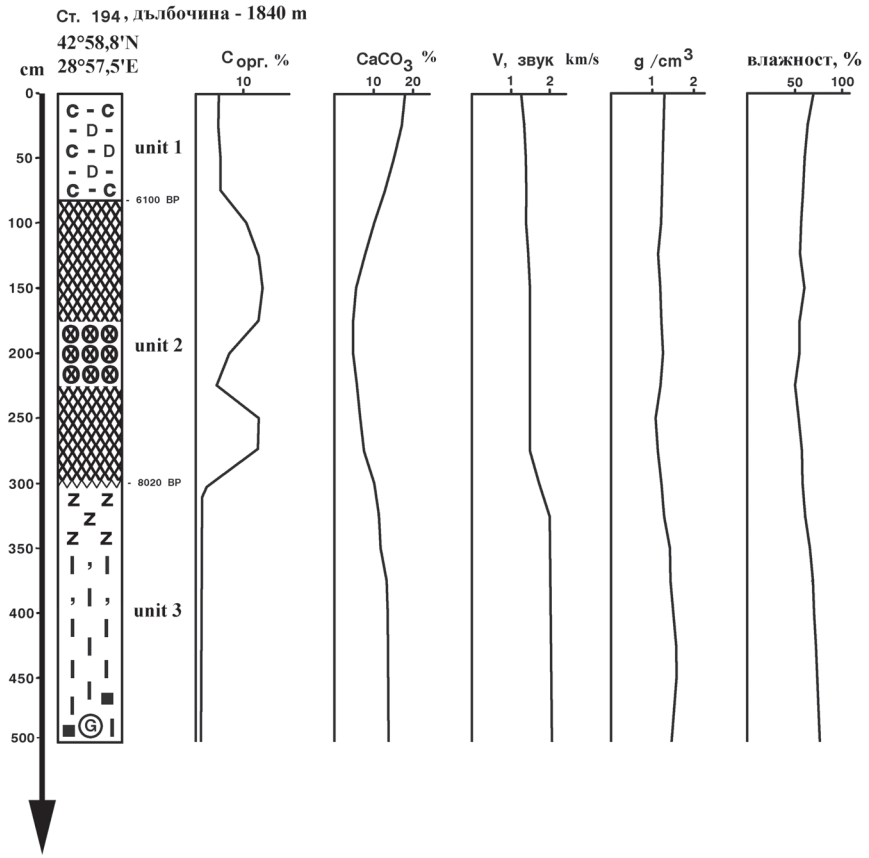
Самият реперен слой фиксира началото на постъпването на средиземноморските води, както приемат много изследователи (Ross, Degens, 1974; Щербаков, 1978; Куприн и др., 1984), докато според

Георгиев (1984) бележи началото на сероводородното заразяване. Натрупването на сапропелите свидетелства за една катастрофална по своите мащаби биогенна седиментация. Палеогеографската картина на изключителното по своите мащаби образуване на биогенни утайки би изглеждала по следния начин:

• След продължителното вюрмско заледяване, фиксирано в интервала 10–70 хил. години, настъпва рязко затопляне.

• Равнището на Световния океан, което преди 18–20 хил. години е било по-ниско със 120–130 m от съвременното, се повишава и преди около 8 хил. години през Босфорския праг нахлуват средиземноморски води, чиято соленост е 36–38‰.

• По това време Черно море се е намирало в границите на новоевксинския басейн, който се е разполагал на съвременни дълбочини 90–120 m и е представлявал полусолено до сладководно езеро със соленост около 5–6 ‰. Нахлулите преди 8 хил. години средиземноморски води (това събитие се фиксира в С-544 фиг. 3.9, 4.11), като по-солени и по-тежки, богати на биогенни компоненти, запълват дълбоководната котловина и се размесват с черноморските, много по-слабо солени води. Последствията от това явление са катастрофални за флората и фауната и с това започва отлагането на органогенно-минерални тини с дебелина от 45–50 cm до 1–2 m (фиг. 4.11, 4.12). В различните морфолитоложки зони сапропелите имат различна дебелина. На континенталния склон, по склоновете и осите на подводните долини те често отсъстват поради активни свлачищни процеси (фиг. 1.6). По-добре се запазват в заравнените места, където дебелините им достигат до 45–60 cm. Най-значителни са дебелините на сапропелите в подножието на континенталния склон, където те достигат до 2 m (фиг. 3.9, 4.6, 4.11, 4.12). В подножието на континенталния склон силно са изразени процесите на преотлагане и брекчиране (Chochov, 1984; Велев, Димитров, Файер, 1992;). Брекчиран сапропел често се среща и в абисалната част главно около гърлата на калните вулкани (Димитров, 1990) (фиг. 4.11, 4.12).




Фиг. 4.12. Литоложки разрез и основни физико-механични показатели на С-194, (Димитров, 1990), условните знаци са като на фиг. 4.11.

Особено силно е влиянието на суспензионните потоци, формирани в подводните долини, които образуват своеобразен конусен шлейф в подножието и абисалното дъно, създавайки най-причудливи форми на реседиментация.

По литоложки белези в най-общи черти в разрезите се наблюдават два типа сапропел. Типичните сапропели представляват микрослоисти кафяво-зелени плътни утайки с "каучукоподобен" изглед, с цепителност по слоевете. В много случаи те се прослояват от финодиспергирана пелитова теригенна тиня с дебелина на слоевете до 5–6 cm, което е указание за временна смяна на условията на седимента-

ция. Дебелината на т.нар. типичен сапропел е силно изменчива – от 15–20 cm до 1 m. Над типичните сапропели следва безструктурна оводнена сапропелна маса с дебелина 30–70 cm. Двучленният строеж на сапропелите свидетелства за смяна в режима на седиментация и за постепенно обедняване на съдържанието на органично вещество отдолу нагоре.

Изследванията върху органогенната съставка на сапропелите показват, че нанофосилите с органична обвивка включват полен, спори и динофлагелатни цисти (Filipova et al, 1989).

Основна съставка на типичните сапропели са динофлагелатните цисти с органична обвивка, които не са мъртви фосилни хистрикофориди, а етапи от жизнения цикъл на групи от фитопланктонни организми (*Pyrrophyta*) и често превишават количеството на коколитите и диатомеите. В сапропелите са разпространени типично морските еврихалинни видове *Lingulodinium machaerophorum* и акритархите *Cymatiosphaera globulosa* и тяхната поява свидетелства за катастрофална смяна на температурата в Черно море (Coolen et al, 2009). Тези видове са доминантни и в състава на съвременния фитопланктон. Deuser (1974); Traverse (1978); Filipova et. al (1983) считат, че внезапното изчезване на пресноводните видове *Spiniferites cruciformis*, *Testatodinium psilatum* и появата на морски микрофосили се дължи на катастрофалната смяна на солеността на басейна. Драстична промяна на хидрологичния и седиментационния режим на шелфа въз основа на ерозионни ефекти на границата плейстоцен-холоцен установяват Khrishev, Georgiev (1981). Според тях новоевксинските седименти и техните континентални аналози са били ерозирани вследствие на рязкото нахлуване на морски води преди 6800 г. ВР. Значителният хиатус както на шелфа, континенталния склон и абисалното дъно се дължи изключително на значителния размив на утайките в резултат на катастрофата (табл. 3.1). Човешкото присъствие по това време е отразено от наличието на полен от житни култури като *Centaurea cynua* (синя метличина), *Plantago lanceolata* (теснолистен живовляк) и *Polygonum aviculare* (гъшеница) (Filipova-Marinova, 2003).

Минералната част на сапропелните тини е представена от поликомпонентна смес от глинести минерали. Преобладават илит и монтморилонит, в подчинено количество се срещат хлорити и каолинит (Чочов, 1990).

Сред тях рядко се срещат отделни зърна кварц, фелдшпати, вулканско стъкло и други. Карбонатните минерали са представени главно от нискомагнезиален калцит, доломит, калцит (Георгиев, 1984).

Изследванията върху разпределението на тежките минерали във фракцията 0,1–0,05 mm показва аномални концентрации главно в разпределението на пирит-марказита.

Главният седиментообразуващ продукт в сапропелите се явяват минералите на пелитовата фракция, които по същество унаследяват лютита на новоевксинския басейн (Бутузова и др. 1975; Рускова, Георгиев, 1985; Иванов, Рускова, 1986). В същото време катастрофалното увеличение на биологическата продуктивност в началото на холоцена води до "разреждане" на лютита със значително количество органично вещество и образуване на нов тип утайки – сапропели.

В състава на ОВ преобладават алифатическите и алициклическите структури (Вассоевич, 1986). Много често в сапропелните слойчета се наблюдават отпечатъци от листа на дъб (Q*uercus*) и габър (*Carpinus betulus*), както и техни масови струпвания, което показва наличие в сапропелите на континентална органика. За това свидетелства и примесът от безструктурно дисперсно автохтонно органично вещество, което се определя като хумусно. За последното са характерни високомолекулярни съединения от кондензирани и частично хидрирани ароматични съединения. Това означава, че органичното вещество в сапропелите е генетически нееднородно и представлява смес от алохтонно и автохтонно органично вещество. То се характеризира с повишено съдържание на лекохидролизуеми вещества (12,7–31,7%), битумоиди (2,3–3%), хуминови киселини и сравнително повишено съдържание на неразтворимо органично вещество (56,3–58,1%) (Щербаков и др., 1978).

Получени са данни за високи съдържания (до 19,407 μg/g) на аминокиселини в състава на сапропелите, което представлява 6,3% от органичното вещество (Шнюков и др., 2003). В сапропелните утайки са установени много органични съединения от рода на нормалните и изопреновите въглеводороди, като пристан, фитан, алкани, три- и тетратерпени, включително и каротиноиди, карбоксилни киселини, мастни киселини, в т.ч. и палмитинова, пигменти от хлорофиловата група (феофитан и хлорофил). Повечето от тях (витамини, антибиотици, хормони) са биологично активни вещества.

Много често в сапропелите се наблюдават прослойки от струпвания на рибни кости, където съдържанието на $P_2O_5$ достига 2,15%, като в общата сапропелна маса то е 0,12%.

Микро- и макрокомпонентният състав на сапропелите е твърде специфичен и е продукт на взаимодействие морска среда-сероводородно заразяване-органична компонента и теригенна съставляваща.

Концентрациите на главните компоненти (без $C_{орг.}$) варира в широки граници: $SiO_2$ 20–50%; $SiO_{2аморф.}$ – 0–10%; $Al_2O_3$ – 5–16%. Сумата от съдържанията на Si и Al в червените глини, сапропелите и коколитовите тини показват съотношение 1:0,55:0,23, докато количествата им в теригенния материал показват съотношение 1:0,66:0,32 (Гавшин и др., 1988). В сапропелния хоризонт се наблюдава слабо повишение на средните съдържания на $Na_2O$ (2,05%), $CO_2$ (1,98%), $P_2O_5$ (0,12%). Концентрациите на Fe, Mn, Ti в сапропелите са близки до съдържанията им в отдолу (новоевксински – 1c) и отгоре лежащи (древночерноморски и съвременни – 1a+1b) седименти.

Известно увеличение в сапропелите се наблюдава за S-1% и Cl-2,04% и се корелира със съдържанието на $C_{орг.}$. За всички типове сапропелни утайки е установено устойчиво съдържание на повече от 20 микроелемента. Някои от тях (Mo, U, Cu, Zn, Ni, As, Se, Au, Ag и др.) често превишават техните кларкови съдържания в скалите, утайките и почвите.

Геохимичните особености на различните типове сапропелни утайки са установени по индикаторните съотношения на окисите:

$SiO_2/AL_2O_3$, $Na_2O/K_2O$, $FeO/Fe_2O_3$ на базата на корелационния анализ (Блохина, 1994).

Корелационните връзки на $AL_2O_3$ с $K_2O$ (0.96), MgO (0.81), Fe (0.54), показват теригенния произход на K, Mg и Fe, които мигрират в структурата на силикатите. Съотношението $SiO_2/AL_2O_3$ свидетелства за преобладаване на теригенната седиментация в процеса на образуване на сапропелите. Това показва и съотношението $Na_2O/K_2O$, което се изменя от 0,62 до 1,74. По-ниските стойности показват по-висока степен на натрупване на теригенната съставляваща, а по-високите – водещата роля на биогенната седиментация.

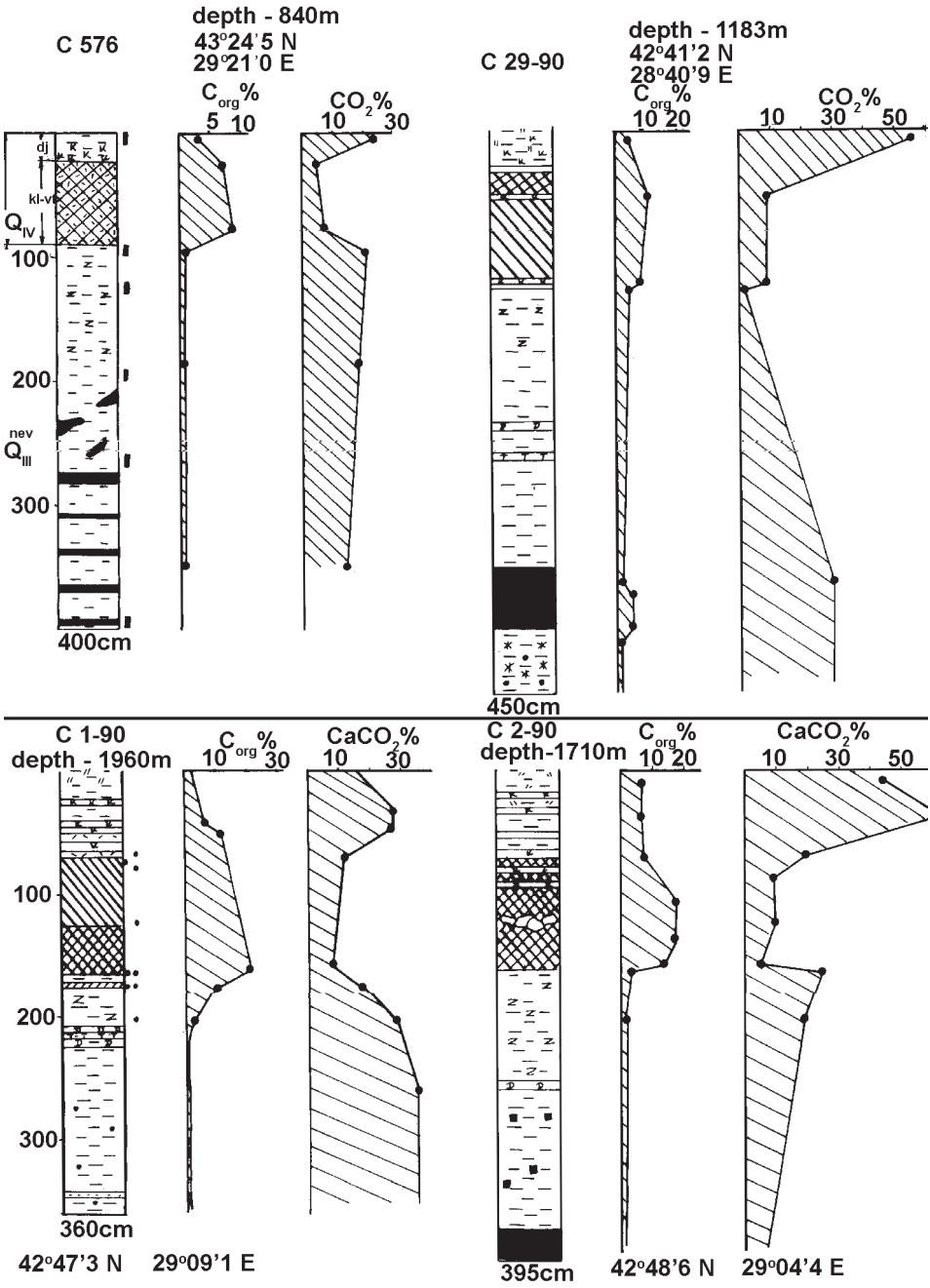
Характерна черта на сапропелите от западната част на Черно море е тяхното разреждане с глинесто вещество и водещата роля на пелитовата фракция. В заключение следва да се изтъкне, че минералният

състав на глинестата съставляваща на сапропелите се определя както от вида на скалите, подхранващи западната част на Черно море, така и от постъпващия материал от калните вулкани на дъното (фиг. 1.18).

Засега не са правени разчети за количеството на постъпващия глинест материал от гърлата на вулканите, но може да се предположи, че неговото количество е равно на това на глинестите минерали, постъпващи от сушата. Теригенната и ендогенната съставляваща на сапропелите представляват поликомпонентна смес от глинести минерали, където преобладават илит и монтморилонит и в подчинено количество се срещат хлорит и каолинит. Сравнението на минералния състав на сапропелите седименти с отдолу и отгоре лежащите утайки показва, че те са по-близки по минерален състав с новоевксинските лютити, отколкото с диатомовите и коколитофоридовите тини. Рязко завишената роля на биогенната съставляваща в сапропелите свидетелства за екологична катастрофа и рязко повишаване на биологичната продуктивност. Сапропелните утайки са продукт на разреждане на екзогенен и ендогенен материал, смесени със значително количество отмряла биомаса. Органичното вещество в сапропелите е главен седиментообразуващ фактор и свързва и въвлича в състава си много микро- и макрокомпоненти. Груповият състав на органичното вещество се отличава от състава на отдолу и отгоре лежащите слоеве с повишаване на съдържанието на леко хидролизуеми вещества, битумуиди и ниско съдържание на неразтворим остатък (Велев, Димитров, Файер, 1992). Дисперсното, аморфно, безструктурно органично вещество е изградено предимно от планктоногенни организми и бактериопланктон и съдържа подчинено количество континентална органика.

Утайконатрупването през холоцена се определя от същите фактори и аналогични седиментни комплекси, съществували през карангатско време, палеогена и неогена. Те са съвременни аналози на древни седименти като нефтемайчините формации (фациес "доманик") (Велев, Димитров, Файер, 1992). В този смисъл те могат да служат като модел за реконструкция на седиментните процеси през неозоя. По съдържание на въглеводороди сапропелите наподобяват нефтемайчини скали (Лопатин, Емец, 1987).

Разпределението на органичното вещество в разреза на сапропелите показва в повечето случаи, че съдържанието на $C_{орг.}$ е по-високо в типичните каучукоподобни сапропели (фиг. 4.13).




Фиг. 4.13. Литолого-стратиграфски колонки и разпределение на Сорг. и карбонати в ДОМУ, условните знаци са като на фиг. 4.11.

Срещат се и случаи, при които съдържанието на $C_{орг.}$ в горната част на разреза е по-високо, отколкото в средната част или в основата. В такива случаи при опробването са взети и части от често срещаните теригенни прослойки. Анализът на досегашните данни за съдържанието на $C_{орг.}$ в разреза на сапропелните тини показва устойчиво високо съдържание на $C_{орг.}$ именно в слоистите плътни типични сапропели. Сапропелният хоризонт се характеризира с устойчиво площно развитие в цялата акватория на басейна, както се вижда на литофационалната карта на древночерноморските утайки в единица Ib по Хрисчев и др. (1988), където добре е отразено фациалното разнообразие в сапропелите.

Химичният състав на сапропелните утайки рязко се отличава от състава на отдолу лежащите карбонатни тини (тип зеекрайде) и покриващите ги коколитово-карбонатни джеметински тини. Съдържанието на органично вещество в тях се изменя в доста широки граници – от 2–3 до 18–20% (фиг. 4.10, 4.13).

Разпределението на органичното вещество през различните етапи на горния плейстоцен и холоцена, и по-специално в каламитските утайки, отговаря на природоклиматичните условия на басейна (фиг. 4.10). Съдържанието на отделните компоненти са дадени в таблица 4.1 и фиг. 4.14.

От нея се виждат значителните вариации на отделните компоненти, съдържанията на които са в зависимост както от дълбочинния диапазон на разпространение на тините, така и от степента на диагенетичните изменения. Съставът на сапропелите от Средиземно море (Шимкус, 1980) показва, че те са значително по-бедни на органично вещество (1.5–10%, средно – 5%), независимо от сходните условия на тяхното формиране.

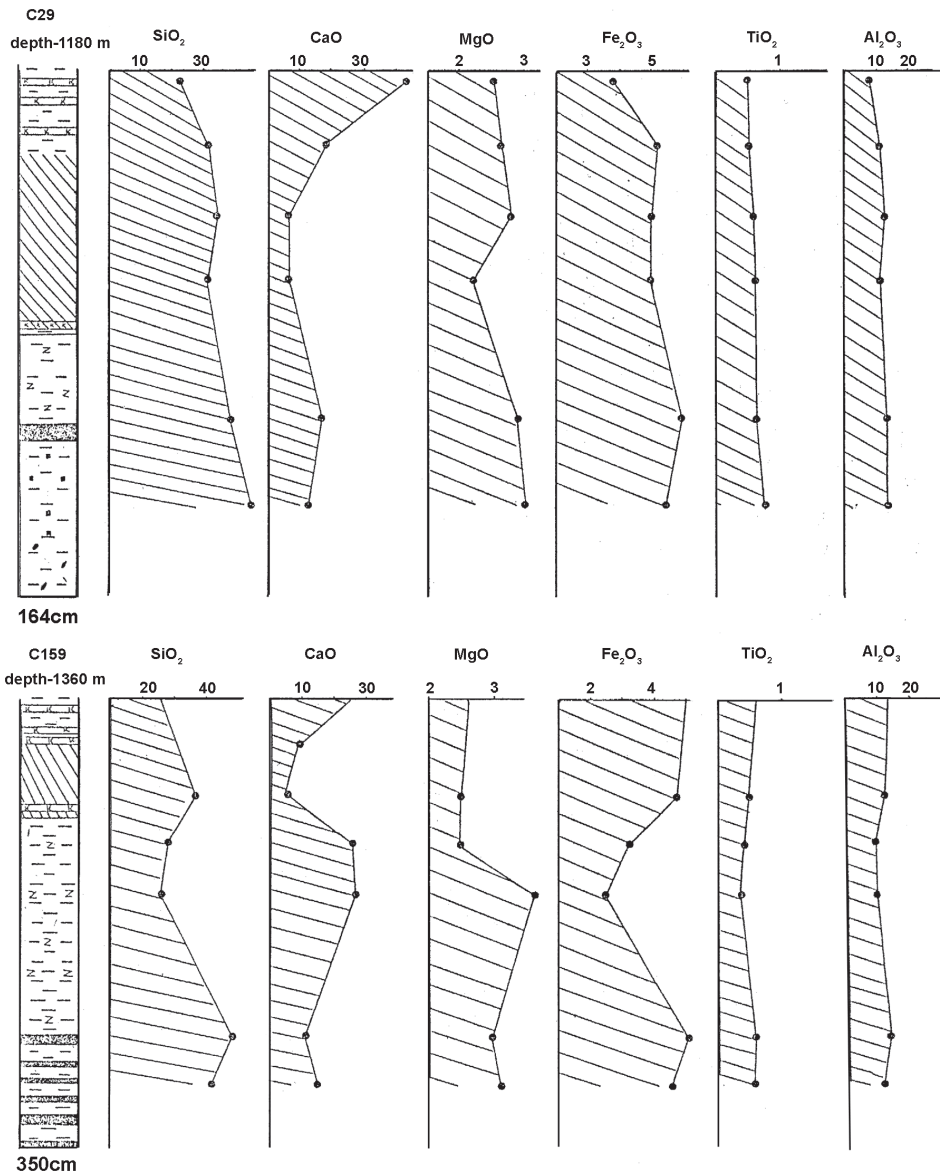
Органичното вещество в сапропелите представлява сложна съставна съвкупност от растителни и животински продукти в различна степен на деградация и рекомбинация. Най-общо те се поделят на битумоиди, хидролизуеми вещества, хуминови вещества и нехидролизуем остатък (кероген).

Таблица 4.1. Химичен състав на ДОМУ (по Димитров, Велев, 1988; Велев, Димитров, Файер, 1992; Шнюков и др. 1999)

| Компоненти | Съдържание (%, от-до) | Средна стойност (%) |
|---|---|---|
| $C_{орг}$ | 3-20 | 11,5 |
| $SiO_2$(общ.) | 28-35 | 31,5 |
| $SiO_{2аморф}$ | 0-10 | 5 |
| CaO | 1-8 | 4,5 |
| MgO | 2,3-3,15 | 2,73 |
| $K_2O$ | 1.98-2.4 | 2.19 |
| $Na_2O$ | 2.05-2.07 | 2.06 |
| $Fe_2O_3$ | 3,55-5,2 | 4,57 |
| $Al_2O_3$ | 10,4-12,5 | 11,5 |
| $P_2O_5$ | 0.12-0.38 | 0.25 |
| $TiO_2$ | 0,3-0,5 | 0,4 |
| Хлороформен екстрат при 3% съдържание на $C_{орг}$ | 0,2-0,5 | 0,35 |
| Метанол-ацетон-бензолов екстрат | 0,02-0,04 | 0,3 |
| Cu | 0,01-0,05 | 0,03 |
| Cr | 0,01-0,015 | 0,0125 |
| Mn | 0,026-0,047 | 0,0365 |
| Zn | 0,0076-0,094 | 0,0085 |
| Mo | 0,013-0,022 | 0,0175 |
| Co | 0,013-0,018 | 0,0155 |
| Ni | 0,0065-0,0081 | 0,0073 |
| Li | 0,0021-0,003 | 0,00255 |
| Sr | 0,0027-0,0095 | 0,0061 |
| V | 0,0076-0,01 | 0,0088 |
| Rb | 0,013-0,02 | 0,0155 |
| Se | 0.0082-0.0086 | 0.0084 |

Хлороформната фракция на битумоидите е представена в количество от 0,3 до 3% на сухо вещество. Тяхната по-кисела част, която се извлича със смес от метанол, ацетон и бензол, достига приблизително същите стойности. В битумоидните фракции присъстват въглеводороди, естери, пигменти, органични киселини, смоли и асфалтени.

Добивът на хлороформен битум от сапропелите варира в границите 0,5–2,0% (на суха проба). Елементният състав на битума е, както следва (средни стойности): C-7,3%; H-10,85%; $O_2$-10,9%; N-0,8%. Груповите компоненти на битумоида се разпределят така: масла – 19–35%; смоли 45–51%; асфалтени – 20–30% (Велев, Димитров, Файер, 1992).




Фиг. 4.14. Разпределение на основните компоненти в ДОМУ (по Димитров, 1990), условните знаци са като на фиг. 4.11.

Съдейки по инфрачервените спектри на битумоидите, във въглеводородната им част взимат участие компоненти с линейна и разклонена въглеродна верига, а също така и циклани. Забележително е, че ароматните въглеводороди присъстват в минимално количество (следи). Гамата на нормалните алкални обхваща компоненти, съдържащи от 14 до 34 въглеводородни атома, за които CPI е по-голям от 1,6 и достига до 3. Нискомолекулната въглеродна част на Н-алканите се характеризира със значения на CPI по-големи от 1. Максималните концентрации на индивидуални Н-алкани пада на $C_{22}$, $C_{25}$, $C_{27}$, $C_{29}$ и даже $C_{31}$. Като цяло разпределението на Н-алканите има много разнообразна конфигурация, често тя е дву- или тривърха. Съотношението между изопреноидните компоненти пристан и фитан се колебае в широки граници от 0,5 до 1,8 (Велев, Димитров, Файер, 1992).

Количеството на хуминовите киселини в сапропелите е ниско: от следи до 0,8%. Високите показатели са характерни за утайките от периферията на шелфа и горната част на континенталния склон. Тук за разлика от битумоидите по данни от инфрачервена спектроскопия (ИЧС) присъстват и ароматни структури.

Инфрачервените спектри на керогена показват, че като цяло ОВ на сапропелите се състои основно от алифатични хетероструктури, в които има много кислородосъдържащи групи от киселинен и алкохолен характер. Добре изразеният пик на 1000–1020 $cm^{-1}$ се свързва с наличието на циклопарафинови структури. Характерно е отсъствието на С=С връзката от ароматичните пръстени. По такъв начин беше установено, че дълбоководните органогенно-минерални утайки от дъното на Черно море съдържат главните мелиоранти на почвата – хумус и глинести минерали. Последните ограждат минералните агрегати на почвата, слепват ги и образуват дребни агрегати, които задържат влагата, абсорбират канцерогенните елементи и обезпечават проникването на корените на растенията до микроорганизмите, питателните соли и въздуха.

Микроелементният състав на сапропелите е обект на интензивни изследвания по различни методи, главно атомна абсорбция и емисионен спектрален анализ. Изхождайки от високите съдържания на органично вещество в сапропелите, могат да се очакват повишени съдържания на Zn, Cu, U, Mo, Ti и други. За първите три елемен-

та коефициентът на концентрация варира между 1,2 и 8%. За титана концентрациите са 0,3–0,6%. Правят впечатление високите концентрации за молибден, които в различни проби варират от 70 до 200 g/t. Разпределението на основните макро- и микрокомпоненти е показано на фиг. 4.14 и в таблица 4.2.

Таблица 4.2. Съдържание на микроелементи ($10^{-4}$) в някои пелитови седименти (по Димитров, Велев, 1988; Велев, Димитров, Файер, 1992; Шнюков и др., 1999)

| Микроелементи | Сапропелоиди (Черно море) | Глини и аргилити в стратисферата | Пелагична червена глина | Глини (Западен Сибир) |
|---|---|---|---|---|
| V | 100-120 | 130 | 120 | 317 |
| Cr | 40-110 | 100 | 9 | 160 |
| Co | 18-20 | 20 | 74 | 25 |
| Ni | 80-100 | 95 | 225 | 173 |
| Cu | 50-70 | 57 | 250 | 109 |
| Ga | 30 | 30 | 20 | 11 |
| Sr | 200-430 | 450 | 180 | 156 |
| Zr | 70-90 | 200 | 150 | 210 |
| Mo | 80-250 | 2 | 27 | 66 |
| Pb | 13 | 20 | 80 | 17 |
| U | 14 | 3.2 | 1.3 | - |

По резултатите от общия химически анализ холоценските сапропели показват значителни различия от показателите, характеризиращи известни формационни еталони, като неогенските глини на Руската платформа, глините и аргилитите от континенталния сектор на литосферата, пелагичните силицитови тини и т.н. Съставът на минералната матрица на сапропелите не се отличава рязко от състава на разпространените върху континентите пелитови формации.

Съпоставката на холоценските сапропели с пелагичните образувания от рода на червените глини и силицитовите (диатомитовите) тини показва, че те заемат междинно положение между тези два еталона. По съдържанието на $SiO_2$, $Al_2O_3$ и алкални окиси сапропелите са близки до червените глини, а по съдържанието на $Fe_2O_3$ и $TiO_2$, – до силицитовите тини.

Сапропелите представляват специфичен продукт за условията на Черно море. Много автори (Лопатин, Емец, 1987; Хрисчев, 1987; Шимкус, Емельянов, 1990) разглеждат сапропелите като аналози на

нефтемайчините скали, а други (Димитров, Велев, 1988) – и като възможен източник на нетрадиционни суровини и ресурси. Възможностите за приложението им като комплексна суровина ще бъде обект на глава 5.

### 4.3. Джеметински (съвременни, единица Ia) слоеве

Джеметинските слоеве завършват разреза на седиментите и са отделени от Архангельский и Страхов (1938) като формирани в условия, аналогични на съвременните. Най-важният признак, по който се отделят дълбоководните джеметински утайки, са висококарбонатните коколитофоридови тини. Изследванията върху видовия състав на коколитофоридите (Moncheva et al, 1997) показват, че за съвременните утайки, както и за целия холоцен, преобладава видът *Emiliania huxleyi acme*, като в основата на съвременните слоеве се среща видът *Gephyrocapsa carribianica*. Долнището на съвременните утайки по литоложки белези се определя по появата на първите прослойки от сапропелни утайки или по появата на вида *Gephyrocapsa carribianika*. По абсолютни датировки на долнището на чистата коколитова тиня, в С-544, възрастта възлиза на 2930 ± 110 години (фиг. 3.9, 4.9). Близка до посочената от автора цифра за долнището на единица Ia сочат Degens, Ross (1972), която възлиза на 3090 ± 130 години. На континенталния склон и в дълбоководната депресия дебелините на утайките са от 10-15 до 30–45 cm. Само в редки случаи се срещат мощности на коколитови тини до 80–90 cm. Много често коколитовите тини се прослояват от тънки (1–2 mm) ивици диатомови водорасли (фиг. 3.4). Коколитовите тини в повечето случаи са висококарбонатни, като карбонатността им намалява вследствие на разреждането с теригенен материал. Площното разпределение на съвременните дълбоководни утайки се лимитира от съотношението на биогенната и теригенната съставяща, които за различните морфолитогенетични зони са под влияние на местните фактори. Основното обаче си остава високата биологична продуктивност на коколитовия фитопланктон.

Площната картина на разпределение е представена по приемлив начин от Хрисчев и др. (1988) (фиг. 4.4). В литофациалната карта липсва литофациесът на диатомитовите утайки, който е развит в южната част на континенталния склон на дълбочини от 180 до около 800

m. Това е издържана по площ ивица, охарактеризирана с морски комплекси диатомеи, без да са достигнати новоевксински утайки. Развитието на "чисти" диатомови утайки в близост до прибосфорската част може да се обясни с ролята на геохимичните бариерни зони и с екологията на диатомовите водорасли, чиято биологична продуктивност тук рязко нараства. За това способства благоприятната хранителна среда, обусловена от притока на мраморноморски води. Поле, богато на диатомови утайки, е фиксирано в Дунавския каньон на дълбочини 250–600 m, в редуване с коколитови тини, които преобладават. Разпределението на макро- и микрокомпоненти в коколитофоридовите тини е показано на фиг. 3.9, 4.9, 4.14. Съдържанието на $C_{орг.}$ достига 4–5%, карбонатите се колебаят от 35–40 до 90%.

Коколитовата седиментация (фиг. 4.4) бележи един нов стадий в развитието на басейна в условията на нарастващата еутрофикация. Сравнителният анализ на коколитофоридовия фитопланктон от 1965 г. до днес показва рязко увеличение на биологичната му продуктивност, а от тук и количеството му в утайките (Сорокин, 1982).

### 4.4. Рентгеноструктурен анализ на образци от ДОМУ

През 2006 г. беше направен рентгеноструктурен анализ на 6 проби в лаборатория "Рентгеноструктурен анализ" в ЦЛМК – БАН. Пробите са заснети на прахов рентгенов дифрактометър ДРОН 3М с използване на филтрувано кобалтово рентгеново лъчение в интервала 8–60° 2-theta. Въз основа на интерпретацията на дифрактометричните измервания на пиковете в дифрактограмите е извършен фазов анализ. Използвана е еталонната картотека PDF (Powder Diffraction File, ICDD) за еднозначно установяване на присъстващите фази и минерали.

**Описание на пробите**

Описанието на пробите е представено в таблица 4.3

Таблица 4.3.

| № проба | Сондаж № | φ | λ | Дълбочина, m | РСА инт. |
|---|---|---|---|---|---|
| 1 | 1. С-205 | 42°40,5'N | 029°13,1'E | 2000 | 0 – 5 cm |
| 2 | | | | | 105 – 110 cm |
| 3 | | | | | 145 – 150 cm |
| 4 | 2. С-312 | 43°10,6'N | 029°00,0'E | 1481 | 140 – 145 cm |
| 5 | | | | | 45 – 50 cm |
| 6 | 3. С-318 | 42°31,5'N | 030°46,2'E | 2168 | 30-35 cm |

**Резултати от рентгенофазовия анализ**

Установеният минерален състав е представен в таблица 4.4, като е отбелязано относителното количество на минералите в тях.

Таблица 4.4.

| № проба | Qz | Cal | K-Fs | Ms/I | Kaol/Cl | NaCl | Gips |
|---|---|---|---|---|---|---|---|
| 1 | ** | **** | _ | _ | _ | ** | |
| 2 | **** | *** | ** | ? | **? | *** | *** |
| 3 | **** | _ | _ | **? | **? | ** | ** |
| 4 | *** | _ | _ | **? | ? | ** | *** |
| 5 | **** | * | | **? | **? | *** | _ |
| 6 | **** | ** | ? | *? | ** | *** | *** |

**** – преобладаващо съдържание; *** – средно; ** – ниско

Забележка: "?" – уточнение за съдържанието на тези минерали може да се направи след изследване на микронни фракции от изследваните скали.

Установени са следните минерали: кварц (Qz), калцит (Cal), калиев фелдшпат (K-Fs), мусковит (Ms), илит (I), каолинит (Kaol), халит (NaCl), гипс (Gips). Направена е полуколичествена оценка на съдържанието им в различните проби.

**Метод: Разпадане на пробите за отделяне на глинеста фракция и определяне на минералния й състав.**

Подготовка на пробите:

- Стриване до размер на късчетата по няколко mm.
- Декарбонатизиране – пробите, в които рентгенофазовият анализ показва присъствие на калцит, са обработени с буферен разтвор с

pH=5 за отделяне на карбонатната компонента.

- Промиване с дестилирана вода чрез центрофугиране.

- Разтваряне на органиката в пробите – обработка с водороден прекис.

- Заливане за 24 ч. на пробата с водороден прекис – около 10–15% разтвор, след което пробите са поставени на водна баня при около 70–80°C.

- Промиване на обработените проби чрез центрофугиране за отделянето на разтворената органика.

- За допълнително дезинтегриране, пробите са стрити в порцеланов хаван с гумен пестик и доведени до суспендирано състояние в 1-литрови чаши за отделяне на фракцията под 2 микрона.

Рентгенофазов анализ на глинестата фракция.

От отделените фракции под 2 микрона са изготвени ориентирани препарати и са заснети в интервала от 10 до 60 ° 2θ и от 5 до 10 ° 2θ – природни и наситени с етилен гликол – EG (за уточняване на присъствието на набъбваща компонента в пробите). Глинестите минерали са определени по базалните си рефлекси $d_{001}$, както следва:

**Илит** – $d_{001}$=10.05 Å, $d_{002}$=4.99 Å;

**Каолинит** – $d_{001} \approx 7.2$ Å; $d_{002}$=3.58 Å;

**хлорит** – $d_{001} \approx 14.5$ Å, $d_{002}$=3.55 Å

**Минерален състав на глинестата компонента:**

• Глинестите фракции във всички изследвани проби се състоят основно от **илит, каолинит и хлорит**.

• Насищането с EG не води до преместване на 14- Å- рефлекса към по-големи стойности на междуплоскостното разстояние $d_{001}$, следователно 14 Å-та фаза може да бъде определена като хлорит (в пр.№ 2, 4 и 6). Наблюдават се и базалните рефлекси с по-висок порядък, характерни за хлорита – $d_{002}$=7.2 Å, $d_{003}$=4.7 Å, както и $d_{004}$=3.55 Å.

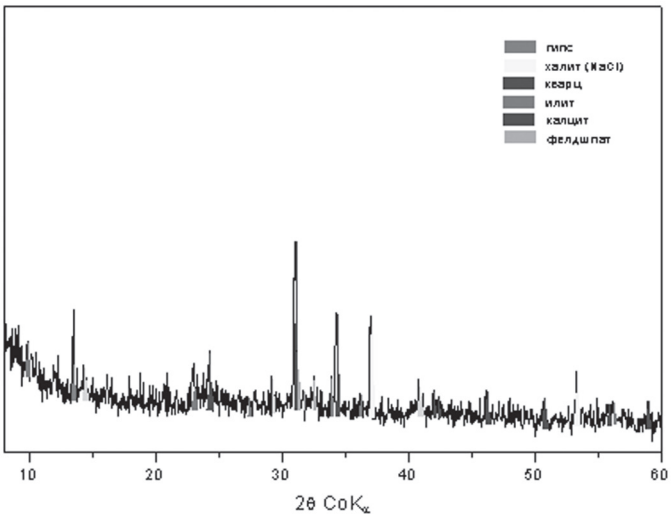
• Присъствието както на каолинит, така и на хлорит в пробите се индикира също така и от ясното разцепване на каолинит/хлоритовия дублет 002 на каолинита – 3.58 Å, и 004 на хлорита – 3.55 Å.

• Единствено в проба №3 насищането с EG води до преместването на $d_{001}$ от ≈14.5 Å до около 16.3 Å, което говори, че в пробата присъства вероятно **набъбващ хлорит**.

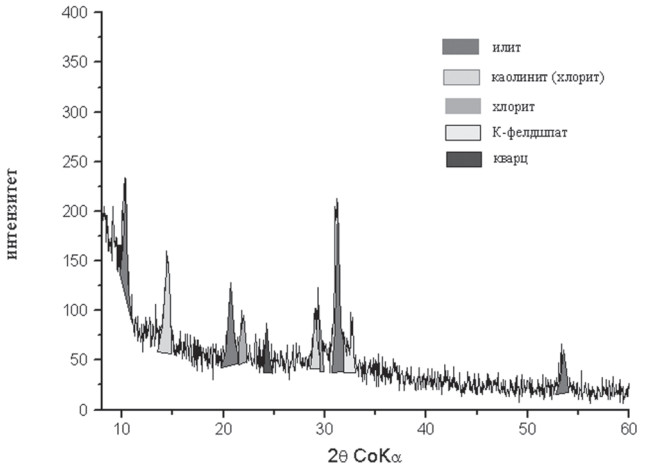
• В проба №5 се наблюдава присъствие на смесенослоен минерал – най-вероятно **илит-монтморилонит** – $d_{002}$=13.9 Å.

• В проба №1 няма глинести минерали. Съдържа калцит, кварц и халит.

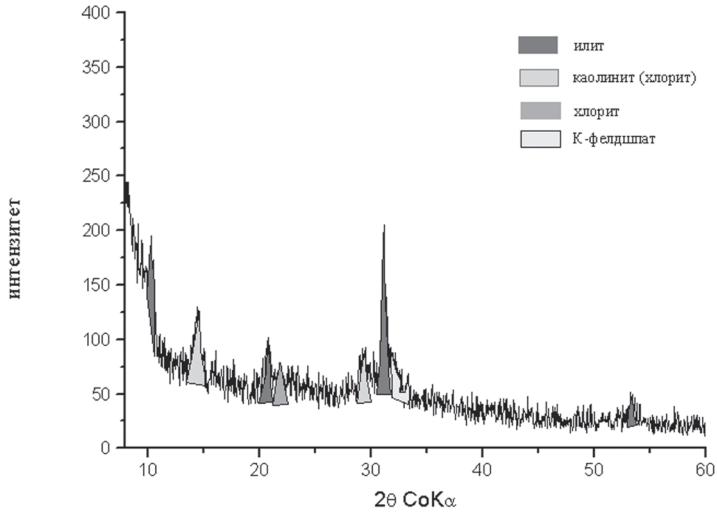
Полуколичествена оценка на присъствието на глинестите минерали: Преобладава илит, следван от каолинит и хлорит. Резултатите от рентгенофазовия анализ са представени на фиг. 4.15, 4.16, 4.17, 4.18.



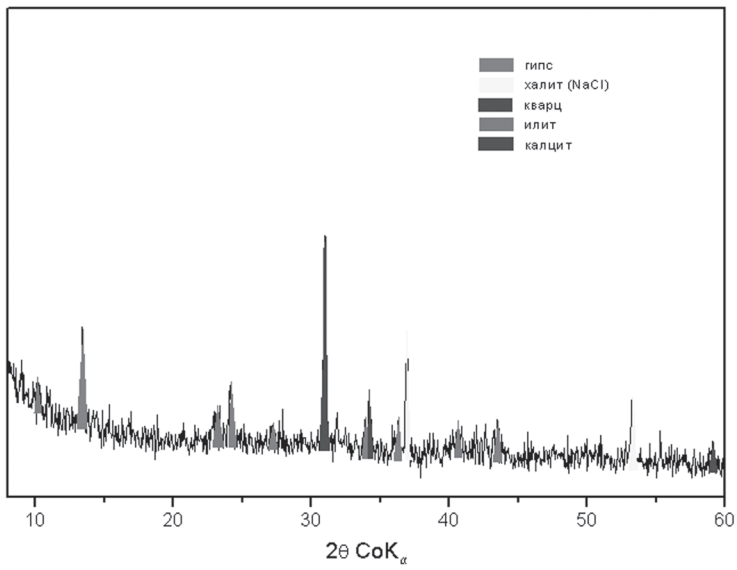

Фиг. 4.15. Прахова рентгенограма на проба № 2 – С-205, интервал 105–110 cm дълбочина 2000 m




Фиг. 4.16. Прахова рентгенограма на глинеста фракция от проба № 4 – С-312, интервал 140–145 cm, дълбочина 1481 m




Фиг. 4.17. Прахова рентгенограма на глинеста фракция от проба № 5 – С-312, интервал 45–50 cm, дълбочина 1481 m




Фиг. 4.18. Прахова рентгенограма на проба № 6 – С-318, интервал 30–35, cm дълбочина 2168 m

### 4.5. Микроскопско описание на образци от ДОМУ

През 2006 г. беше направено микроскопско описание на дюншлифи, изготвени от ДОМУ. Наблюдавани бяха 8 дюншлифа от 3 сондажа – сондаж 584, сондаж 545 и сондаж 544.

Сапропелното вещество в микроскопските препарати е безструктурно, аморфно понякога с влакнеста структура и ярко оранжеви до оранжево-кафяви цветове. По същество то представлява продукти от мастни киселини, на които са богати утаяващите се фито- и зоопланктон и мейобентос.

Сондаж 584, интервал – 40–45cm

Структура: микролюспеста пелитова

Микротекстура: ивичеста, субпаралелно набогатяване на органика (канелено-кафяв цвят)

Дебелина: 0.1 – 0.5 mm

Основна маса: микролюспеста и пелитоморфна

Неравномерно разпределен микрозърнест карбонат

кластични зърна:

мусковит (серицит)

кварцови зърна (алеврит, фин алеврит – 0.05 mm)

органика:

5–10% карбонати

под 2% силикати

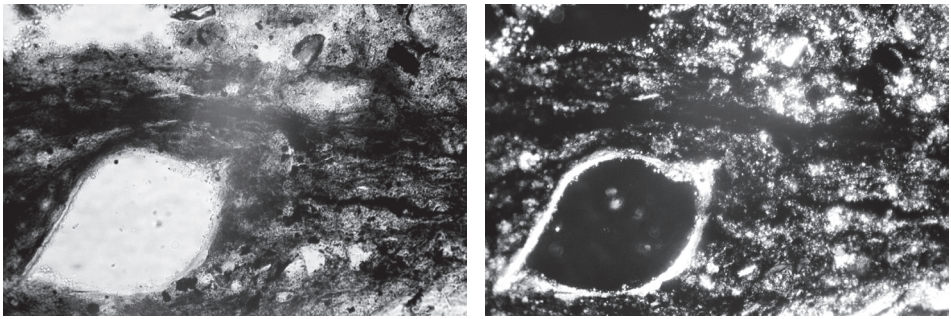
Частици от фин алеврит – мусковит, биотит, хлорит

Кафяви вълнообразни ивици от полен

Диатомеите са изградени от аморфен $SiO_2$

Запазени или натрошени черупки от *Ostracoda Daphnia sp., Foraminifera sp., Cymatosphaera globulosa* (акритархи), динофлагелатни цисти от *Spiniferites ramosus.*

(Фиг. 4.19)



а) II N б) + N

Фиг. 4.19. Микроскопски снимки на ДОМУ,
С-584 интервал – 40–45 cm, увеличение X 90

Сондаж 545, интервал – 10–15cm

Структура: пелитова

Микротекстура: петниста

Пелитоморфни глинести минерали

Неравномерно разпределено органично вещество

Под 1% организмови останки (микрофлора и микрофауна)

*Ostracoda*, *Diatomea*, *Dinoflagellata, Foraminifera sp.*

*Ostracoda* – цели и добре запазени

Сондаж 545, интервал – 20–25 cm / 1

Изобилие от карбонатни компоненти, остракоди и разнообразен глинест материал

Натрошени остракоди и черупки от миди

Динофлагелатни цисти от *Spiniferites ramosus* с карбонатна компонента.

Акритархи (acritarchs) – *Cymatiosphaera globulosa* – 25%

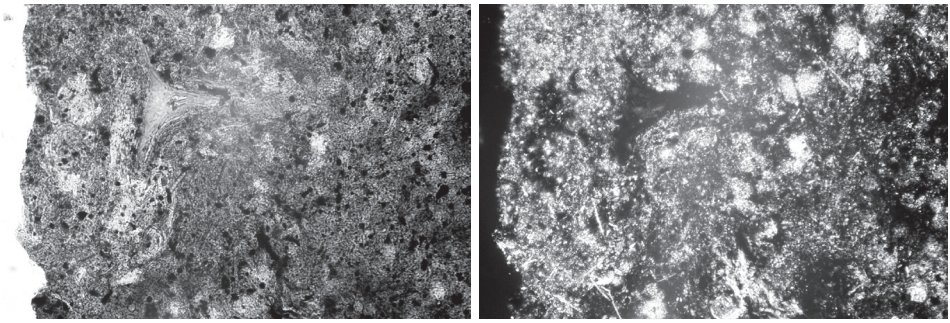
*Foraminifera sp.*

Полен от различни видове от сем. Chenopodiaceae

Кластичен компонент до 2%

Кварц, мусковит, финно алевритови размери – 0,004–0,0016

(Фиг. 4.20)



а) II N б) + N

Фиг. 4.20. Микроскопски снимки на ДОМУ, С-545 интервал – 20–25cm, увеличение X 90

Сондаж 545, интервал – 20–25 cm / 2

Структура: органогенна и микролюспеста пелитова

Скалата е изградена от диатомейна тиня, пелитоморфни глинести минерали с органично вещество и варовити биокласти ~50%

Равни количества биокласти и микрозърнест карбонат

Сондаж 544, интервал – 90–95 cm / 1

Структура: пелитова

Текстура: ламинарна с отделни ламини

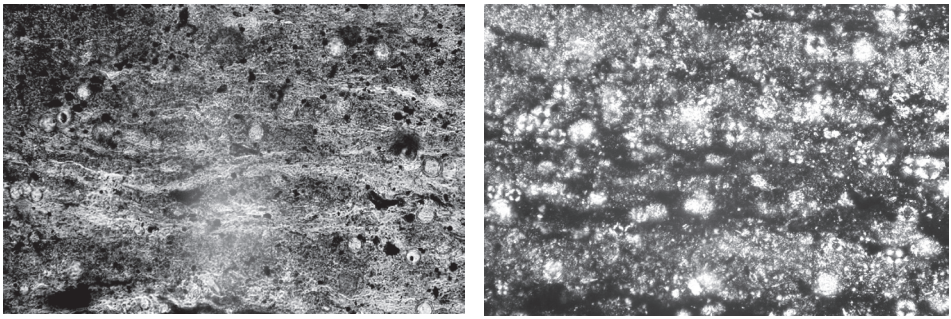
Ивици обогатени на органично вещество и пелитоморфни глинести минерали

Полен: *Alnus* (елша), *Quercus* (дъб), Chenopodiaceae (лободови), *Carpinus betulus* (обикновен габър) – 15%

Динофлагелатни цисти – *Lingulodinium machaerophorum* – 10%

Акритархи (acritarchs) – *Cymatiosphaera globulosa*

(Фиг. 4.21)



а) II N б) + N

Фиг. 4.21. Микроскопски снимки на ДОМУ, С-544 интервал – 90–95cm, увеличение X 90

Сондаж 544, интервал – 90–95 cm / 2

Добре запазени остракоди

Полен

Кластичен кварц натрошен – под 1%

Сондаж 544, интервал – 125–130 cm

Структура: микролюспеста пелитова

Текстура: ламинарна ивичеста

Равномерно разпределени микролюспести пелитови глинести минерали и микрозърнест карбонат ~ 30%

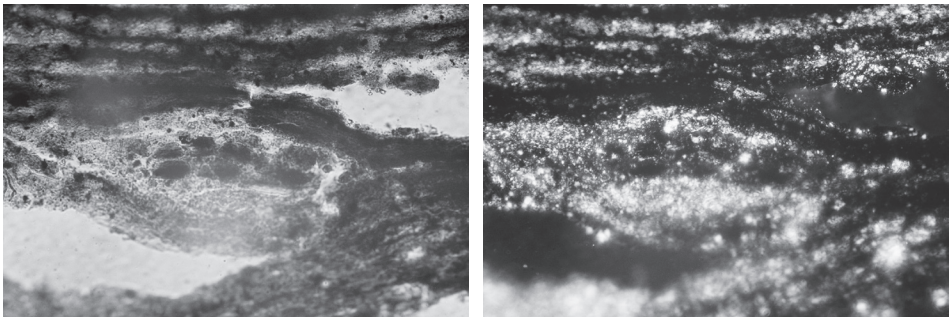
Отчасти биокластична структура

Рудни минерали: фрамбоидален пирит/марказит

Карбонатни организмови останки ~ 30%

Единични черупки от *Ostracoda*

(Фиг. 4.22)



а) II N б) + N

Фиг. 4.22. Микроскопски снимки на ДОМУ, С-544 интервал – 125–130cm, увеличение X 90

Сондаж 544, интервал 150–155 cm

Структура: микролюспеста микрозърнеста пелитова

Текстура: ламинарна

Единични останки от организми

Кварц, мусковит – 4–5 μm, микрозърнест карбонат

Рудни минерали: фрамбоидален пирит/марказит

Глинести минерали: илит и хлорит

# ГЛАВА ПЕТА

## ОБЛАСТИ НА ПРИЛОЖЕНИЕ НА ДЪЛБОКОВОДНИТЕ ОРГАНОГЕННО-МИНЕРАЛНИ УТАЙКИ (ДОМУ)

Идеята за използване на черноморските ДОМУ в селското стопанство и опазване на околната среда се основава на опита от използването на езерните и блатните сапропели в земеделската практика (Сапрыкин, 1984). Важен мотив за задълбочаване на проучванията се оказаха благоприятния макро- и микрокомпонентен състав на ДОМУ, както и дешифрирането на техния генезис. Оказа се, че ДОМУ и особено сапропелните утайки са продукт на разразилата се преди около 8000 години геологическа и екологична катастрофа в Черно море (Димитров, 1978; Димитров, Димитров, 2003). Мащабите на това събитие са довели до формиране на утайки без аналог в морските и океанските акватории. Потенциален източник на метали от океанското дъно в твърде далечно бъдеще са червените океански глини, които имат неизчерпаеми запаси (около $10^{16}$ t). При създаване на нов тип технологии за получаване на Al и Mn те могат да се окажат важна перспективна суровина. Възможно е също така и използването на карбонатните (глобигериновите) тини и на силикатните тини за циментовата промишленост. Силикатните тини се използват като пълнители за бетон, в керамиката, като сорбенти, абразиви и за други цели. През 1980–1985 г. САЩ експлоатират диатомови утайки от Калифорнийския континентален склон на дълбочини от 700 до 1300 m. Добивани са около 1,5 млн. тона утайки годишно при цена около 32–42$ на тон сурова маса за производство на специални силикатно-аморфни стъкла за космическата промишленост. След 1985 г. добивът е прекратен поради въвеждане на изключителни мерки за охрана на природната среда в 200-милната зона на САЩ.

Друг важен потенциален източник на метали от океанското дъно се явяват желязо-манганови конкреции (ЖМК) (Димитров, 1988). През 1987 г. е подписано междуправителствено споразумение за създаването на съвместна организация (СО) “Интерокеанметал” (ИОМ) с цел търсене, проучване и подготовка за промишлено усвояване на ЖМК от океанското дъно. Учредители на СО “Интероке-

анметал" са България, Куба, Полша, Руската федерация, Чехия и Словакия. През 2001 г. е бил подписан контракт с международния орган по океанското дъно, с който на СО "Интерокеанметал" е предоставен контрактен участък на площ 75 000 km$^2$ в Тихия океан в района на трансформните разломи Кларион–Клипертон и се очаква издаване на лиценз (Петков, 2003).

Първоначалният оптимизъм от перспективите на океанския рудодобив отстъпиха място на реална и трезва оценка относно бъдещето му.

### 5.1. Селско стопанство и околна среда

Известно е, че органичното вещество в почвите е питателна среда за микроорганизмите, които влияят благотворно на растежа на растенията. Под формата на алкални соли и хуминови киселини органичното вещество (ОВ) стимулира растежа на растенията, повишава плодородието и подобрява качеството на селскостопанската продукция. Освен това ОВ подобрява структурата и влагозадържащия капацитет на почвата, задържа влагата и не позволява изнасянето на хранителните соли и микроелементи от нея.

Органогенно-минералните тини са ценни не само с органичното вещество, но също така с карбонатната съставка и аморфните силикати.

Дълбоководните органогенно-минерални тини, и по-специално сапропелите, могат да служат като комплексен микротор и мелиорант за почви и субстрати (Димитров и др., 2003; Димитров и др. 2005). Те подобряват и агротехническите качества на различни минерални субстрати на основа перлит, зеолити и др. (Колев, Зяпков, 1988; Artinova et al., 2004). Органичните субстрати – торфо-почвени, торфо-перлитови – имат обикновено слабокисела до кисела реакция, която не е благоприятна за някои култури. Добавката на сапропели, дори и в минимални количества – 1% – 2%, води до буфериране и нормализиране pH на средата, като същевременно субстратът се обогатява с необходими за растенията минерални компоненти.

Важно предимство на сапропелите е, че в тях няма вредна микрофлора, т.е. те са стерилни, защото са се формирали в лишения от живот сероводороден слой на морското дъно. Освен това те не се нуждаят от някаква специална предварителна подготовка. Могат да се

влагат непосредствено в почвата под форма на водна суспензия или стрити под форма на прах. Други важни предимства на ДОМУ са:

• Неограничените запаси на суровината в акваторията, която се разполага на дълбочини от 500 до 2245 m. Най-големите дебелини на сапропеловия хоризонт се намират на дълбочини от 1300 до 2000 m. Съдържанието на органично вещество се увеличава с нарастване на дълбочината.

• Евентуалната експлоатация на суровината няма да води до негативни последици за морската среда. Това се дължи на факта, че промишлените запаси се намират на големи дълбочини в сероводородната зона, където няма живот. Напротив, очаква се експлоатацията на сапропелите да има екологично позитивен ефект, който ще се отразява, макар и бавно, върху равнището на сероводородната зона.

• Като изходна субстанция за сапропелите служат отмиращата флора и фауна на Черно море, които формират екзогенна биолитно-минерална субстанция с особени физикомеханични и биогеохимични качества.

Извършените през 1985 г. опити със сапропели в Института по почвознание "Пушкаров" показаха, че при внасяне на 2% сапропел в кисели почви с pH 5,6, почвите стават почти алкални – pH 7,8, а опитът със зелена маса пшеница показа с 30% увеличение на биомасата. Оптималното количество сапропел подобрява не само количествата и добивите от почвата, но обезпечава и дълготрайната стабилизация на нейната структура. За илюстрация на гореизложеното привеждаме по-долу в табличен вид протокола от извършения съдов експеримент със сапропел върху почва от с. Сбор (Пазарджишко), която има неблагоприятен агрохимичен състав. Сапропелната тиня е внесена като водно-механична суспензия. Следва да се отбележи, че при повишаване на количеството на сапропела (>2%) не настъпват подобрения в показателите, което показва, че внесеното количество сапропел от 2,0% е оптимално (табл. 5.1).

Таблица 5.1. Съдов опит с пшеница за добив на биологична маса

| Вариант | Биомаса (%) | Вода (%) | Ph |
|---|---|---|---|
| Контрола (0) | 5,6 | 100 | 5,6 |
| Сапропелна тиня 1% | 5,7 | 102 | 7,3 |
| Сапропелна тиня 2% | 7,2 | 129 | 7,6–7,9 |

През 1987 г. започнаха опити със сапропели върху вкореняване на зрели резници от маслодайна роза и млади лози в Аграрния университет Пловдив. Първите опити (Димитров и др., 2003; Nikolov et al., 2004, Dimitrov et al., 2007), проведени върху перлитов субстрат, обогатен със сапропел, показаха, че резниците имат по-голяма ризосфера отколкото контролните растения, вкоренени без сапропел. Наблюдава се увеличаване и в прираста на резниците. Така в контролния перлитов субстрат от 100 броя заложени резници се вкореняваха 51 бр., докато при обогатения със сапропел субстрат се вкореняват средно 85 бр. резници. При опит, проведен в опитно поле във Варна на площ от 250 $m^2$, засята с люцерна, беше получена 2 пъти повече зелена маса. По-късно върху същата площ бяха засадени бобови култури, като добивът в сравнение със съседната площ (без сапропел) показва увеличение с 42%. Големи са възможностите за приложение на сапропелите в хидробиониката, където се правят първите стъпки (Dimitrov et al., 1999; Nikolov et al., 2004).

Поради високото съдържание на Са в лесно усвоима форма е възможно приложението на сапропелите като хранителна добавка към фуражните смески за птици с оглед яйцата им да имат по-здрава черупка.

Освен сапропелите като самостоятелен продукт могат да бъдат отделени висококарбонатните коколитофоридови тини. Те залягат непосредствено в повърхностния слой на дъното, имат дебелина до 50 cm и могат да служат за производство на карбонатни стъкла, в циментовата промишленост и за варуване на кисели почви (Димитров и др., 2003; Nikolov et al., 2004).

Широката област на приложение на ДОМУ се определя от съчетанието в техния състав на финодиспергирани и колоидни минерални силикати (от семейството на глинестите минерали), на различни микроелементи и на огромната гама от органични съединения.

Благоприятното съчетание на органогенни и минерални компоненти, широкото площно развитие и практически неизчерпаемите запаси в акваторията правят ДОМУ алтернативна суровина на някои минерални торове и мелиоранти за почви и субстрати.

ДОМУ от дъното на Черно море са важна потенциална суровина с многоцелево приложение. По-нататъшните задълбочени изследва-

ния върху състава и разпределението им, технологичната пригодност в отделните области на употреба, както и технологиите по тяхното ефективно извличане, са изключително важни за националното стопанство.

Главни мелиоранти на почвите се явяват природните колоиди – примес от хумус и глинести минерали, които полепват върху минералните частици на почвата, образувайки агрегати, които способстват за проникването към корените на растенията на микроорганизми, хранителни вещества и въздух.

По литературни данни голяма част от почвите в страната са с кисела реакция (Колев, Зяпков, 1988). Известен метод за корекция на киселинността е варуването (Сапрыкин, 1984), но успоредно със снижението на киселинността, то създава благоприятни условия за жизнената дейност на микроорганизмите и растенията. Калциевият карбонат, като влиза в реакция с хуминовите киселини, образува хумати на калция, изпълняващи функцията на биологично лепило, което създава благоприятна за растенията структура на почвата. Варуването е полезно не само за киселите, но и за слабо киселите и неутралните почви, като количествата на внасяния в тях $CaCO_3$ трябва да се контролират.

Един от важните мелиоранти на почвите е органичното вещество (ОВ). Главен недостатък на органичното структурообразуване е лесната окисляемост на ОВ, която води до разрушаване на хуминовите киселини и до образуването на лесно мигриращи фулвио- и оксикарбонови киселини. Тези киселини се изнасят от почвения слой, увличайки такива важни за жизнената дейност на организмите елементи като **P, K, Ca, Cu, Co** и др.

За поддържане на жизнения цикъл на растенията са необходими около 60 елемента, сред които най-важни са **N, K, Ca, P** и **Mg**. Тези елементи са известни още като ***"елементи на плодородието"*** и произходът им е свързан с морската среда (Степанов, Андреев, 1981; Сапрыкин, 1984). В черноморските сапропели съдържанието на общия азот варира от 0,19 % до 0,26 % в суров пулп (Шнюков и др., 2003), което е два пъти по-малко от съдържанието му в езерните сапропели. В същото време в черноморските сапропели съдържанието на **Mg** и **Ca** е от 2 до 10 пъти повече от езерните, което ги прави агромелиоранти за кисели и засолени почви. **Магнезият** влиза в със-

тава на хлорофила и участва във фотосинтезата. В практиката на земеделието калиевите и магнезиевите торове се прилагат широко. Освен от главните "елементи на плодородието" (**N, K, Ca, Mg** и **P**) растенията се нуждаят и от други микро- и макрокомпоненти като **B, Mn, Cu, Mo, Zn, J, Se, Fe, Co** и др. **Борът** например е важен компонент за развитието на семената и цветовете, спомага за усвояването на азота от атмосферата, влияе върху натрупването на хлорофила. **Медта** влиза в окислителните ферменти и играе важна роля в окислителните процеси и образуването на хлорофила. При недостиг на мед листата на растенията жълтеят и преждевременно окапват. Аналогична е и ролята на мангана. Според някои изследователи (Сапрыкин, 1984) **Co** повишава добивите от тревните култури и участва в образуването на **витамин $B_{12}$**. При недостиг на кобалт (> 0,07 mg на 1mg сухо тегло) животните заболяват от болест, наречена "*Insificiensa cobalti*" (кобалтова болест или "cobalt – $B_{12}$"). Това заболяване се изразява в намаляване на съдържанието на хемоглобин в кръвта на животните, обща слабост, загуба на апетит (при кравите спадат млеконадоят и прирастът на живо тегло). **Молибденът** участва активно при свързването на атмосферния азот от азотобактериите. При неговия недостиг се нарушава синтезът на белтъците като продукт от редукцията на нитратния азот.

**Желязото** е необходимо при образуване на хлорофила в растенията, ускорява дишането и влияе върху плодородието на дърветата. Йодът, както и желязото има огромно значение за живите организми. При недостиг на йод е известен т.нар. йоден глад. Той постъпва в почвата от въздуха, като над морето неговото съдържание е 0,01mg/$m^3$ и за година чрез валежите в почвите постъпва около 50g/ha.

Съществено влияние върху живите организми оказва **селенът**, който укрепва имунната система.

Изброените ***"елементи на плодородието"*** се намират в лесноусвоима за растенията и животните форма. На табл. 4.1 и 5.2 са показани съдържанията на главните макро- и микроелементи на плодородието в морската вода.

Таблица 5.2. Съдържание на основните "елементи на плодородието" в морската вода (Степанов, Андреев, 1981)

| Химичен елемент | Съдържание в морска вода (mg/l) | Общо съдържание във водите на Черно море (млн. t) |
|---|---|---|
| B | 4,6 | 2460 |
| I | 00,6 | 31 |
| Fe | 00,1 | 5,4 |
| Mo | 00,1 | 5,4 |
| Zn | 0,001 | 5,4 |
| Cu | 0,003 | 1,3 |
| Mn | 0,002 | 1,07 |
| Co | 0,0005 | 0,27 |
| Mg | 1,35 | 725 000 |
| K | 0,38 | 203 000 |
| N | 0,0005 | 268 |
| P | 0,00007 | 37,5 |

Днес в агротехническата практика се прилагат не само почвени мелиоранти, но и биопрепарати във вид на водномеханична суспензия, с която се третира листната маса на растенията.

На сегашния етап от развитието на човешкото общество, при неговата активна намеса в природата, ценността на почвената покривка непрекъснато нараства.

Известно е, че екологичното състояние на обработваемите земи у нас през последните 50 години поради химизацията на селското стопанство и по други причини беше значително влошено. По данни, изнесени в печата (Колев и др., 1988), около 40% от площите обработваема земя са деградирали или са в процес на деградация. Над 8 млн. dka са ерозирани (свлечен е хумусният слой), около 3 млн. dka са преовлажнени и т.н. В Девненската низина, долината на р. Марица, Старозагорското поле и други огромни обработваеми площи са осолени. Над 4 млн. dka са подложени на киселинно въздействие.

На около 1 млн. dka земеделски и горски площи се разполагат хвостохранилища, открити рудници, сметища за битови отпадъци и други, които подлежат на рекултивация.

Нашите обработваеми земи са подложени на унищожение вследствие на необратими урбанистични и демографски процеси, от една страна, и на деструкция вследствие на прекомерно наторяване с изкуствени торове и замърсяване с тежки и радиоактивни метали, от

друга страна. Подобно е състоянието на обработваемите земи в почти всички източноевропейски и арабски страни. В страните от Европейския съюз на органичното земеделие се отделя изключително внимание, като използването на неорганични минерални торове е ограничено. Известно е, че органичното вещество в почвите е питателна среда за микроорганизмите, които влияят благотворно на растежа на растенията. Под формата на алкални соли на хуминовите киселини, органичното вещество (ОВ) стимулира растежа на растенията, повишава добива и подобрява качеството на селскостопанската продукция. Освен това ОВ подобрява структурата на почвата, задържа влагата и не позволява изнасянето на хранителните соли и микроелементи от нея. ДОМУ от дъното на Черно море се намират на торфен стадий в своето развитие. Благодарение на анаеробната среда, в която се отлагат, те не преминават стадия на пълно разлагане и в полуразложено състояние се консервират в сероводородната зона. Отчитайки факта, че коколитофоридовите, диатомовите и сапропелните тини взаимно се прослояват и представляват сравнително хомогенна смес, то те ще бъдат разглеждани като комплексен органогенно-минерален тор, в който сапропелите заемат около 60% от общия обем на суровината. ДОМУ са ценни не само с органичното вещество, но също така с карбонатната съставка и аморфните силикати. Минералната и органичната им част съдържат макрокомпоненти като калций, магнезий, желязо, алуминий, манган и други и повече от 20 микроелемента, които се съдържат в концентрации, превишаващи многократно тези на почвите и са важен стимулатор за растежа на растенията.

Освен главните микрокомпоненти (табл. 4.1) в ДОМУ присъстват още **As, U, Ag, Au** и **Re**, като последният достига 5,4 mg/t. ДОМУ могат да се използват като комплексен тор или като съставка заедно с други минерални стимулатори – перлит, зеолити, като по агротехнически свойства ги превъзхождат. Те могат да бъдат използвани непосредствено в почвата в естествено състояние без допълнителна преработка на суровината.

Геокатастрофалният тип седименти са формирани преди около 8 хил. години в условията на екологична катастрофа (Dimitrov, Dimitrov, 2004), предизвикана от нахлуването през Босфора на океански води и смесването им с черноморските. Тогава настъпва масово развитие и

измиране на планктонни организми и на дъното на морето се отлагат седименти с дебелина 1–3 m, известни като ДОМУ. За изходна субстанция на ДОМУ служат отмиращите флора и фауна на Черно море, които в резултат от дейността на anoxia бактерии преминават процеса на превръщането на животинския и растителния планктон и бентос, и формират биолитно-минерална субстанция с особени физикомеханични и биогеохимични качества.

Рентгено-дифрактометричните изследвания показват, че в глините преобладават групата на хидрослюдите, добре е застъпена и групата на хлорита. Присъстват също така каолинит, вермикулит, монтморилонит и смесенослоисти образувания.

### 5.1.1. ДОМУ – мелиорант за почви и субстрати (*Патент № 63868*)

Опитите върху приложението на ДОМУ като агромелиорант и анализите на суровината са извършени в опитните полета и лаборатории на Аграрния университет в Пловдив под ръководството на Н. Николов.

Проведени са опити върху трайни насаждения, зеленчукови и зърнени култури, резултатите от които показват големи възможности за приложение на ДОМУ в хидробиониката и оранжерийното производство (Dimitrov, et. al., 1999). Защитен е патент за изобретение Димитров и др. (2003):

*№ 63868/30.04.2003 г.*

*(http://www.bpo.bg/abstracts/pdf/2003/2003-04-p.pdf)*

Изобретението се отнася до мелиорант за кисели, деструктурирали и бедни на микроелементи почви и подобрител на субстрати, който ще намери приложение в селското стопанство.

Известни са мелиоранти за кисели почви като карбонатна, шихтова и циментова пепелина, които след гранулиране се внасят в почвата по пневматичен и центрофужен принцип. Тези мелиоранти влошават структурата на почвата. Освен това са налице и технически трудности при внасянето им. Същите нямат стимулиращ ефект върху растенията.

Известни са мелиоранти от рода на зеолитите, като например балканин, който подобрява структурата на почвата, но е с ниска вла-

гозадържаща способност и е беден на хранителни елементи.

Известен е мелиорантът перлит, който подобрява структурата на почвата и има влагозадържаща способност, но няма хранителни елементи и не намалява киселинността на почвата.

Известен е торфоперлитов субстрат, който е богат на хумус, но е с недостатъчно количество макро- и микроелементи и има кисела реакция.

Целта на изобретението е да се създаде мелиорант, който да намалява почвената киселинност, да повишава пълната почвена влагоемност и да подобрява агрохимичния състав на почвите.

Мелиорантът, съгласно изобретението, представлява ДОМУ, които имат среден химичен състав (табл. 4.1).

Предимствата на предлагания мелиорант са:

• Неутрализира киселинността.

• Повишава пълната влагоемност на почвите и съдържанието на микроелементи.

• Стимулира растежа на растенията.

• Ускорява съзряването и повишаването на добива при оранжерийно отглеждане на домати.

• Мелиорантът не се сбива при овлажняване и подобрява структурата на почвата.

**Примерни опити:**

1. Промяна на киселинността на кисели почви (pH 4,5) при добавяне на сапропел

В банки се поставят по 30 g псевдоподзолиста кисела почва, взета от землището на с. Златосел, Пловдивска област, и сапропел в количество 1%, 2%, 3% и 5%. Почвите се заливат с 30 $cm^3$ бидестилирана вода и се оставят да инкубират, като периодично се доливат с вода, и се разбъркват със стъклена пръчка. След всяка операция банките се затварят, за да нямат досег с атмосферния въздух. Определя се pH при отделните варианти и контролата след инкубационен период 1 и 2 месеца. Данните са илюстрирани в табл. 5.4.

2. Определяне на пределната почвена влагоемност (ППВ)

В чашка с вместимост 250 $cm^3$ се поставят по 30 g псевдоподзолиста кисела почва (с. Златосел) като контрола. В други четири чашки

се поставят по 30 g почва плюс добавка на сапропел в количество 1%, 2%, 3% и 5%. Пробите се заливат с 50 $cm^3$ дестилирана вода и се оставят да престоят 24 h. След това суспензията се разбърква и се филтрува през предварително претеглени филтри (синя лента). След филтруване филтрите с утаената почва се претеглят на аналитична везна. Данните за ППВ (в проценти спрямо контролата) са илюстрирани в табл. 5.3.

Таблица 5.3. Промяна на киселинността и ППВ на почва с добавка на сапропел

| № проба | Вариант Сапропел (%) | pH след | | ППВ (%) спрямо контролата |
|---|---|---|---|---|
| | | 1 месец | 2 месеца | |
| 1 | 1,0 | 7,7 | 7,8 | 103,4 |
| 2 | 2,0 | 7,8 | 7,9 | 112,1 |
| 3 | 3,0 | 7,8 | 8,0 | 117,3 |
| 4 | 5,0 | 7,9 | 8,0 | 124,4 |
| 5 | Контрола | 4,5 | 4,5 | 100 |

3. Определяне съдържанието на микроелементи в готовата продукция

Анализът за съдържанието на Cr, Mo и Mn в плодове от домати и пипер е извършено по стандартна методика. Проведено е мокро изгаряне на растителния материал със смес от концентрирани сярна, азотна и перхлорна киселина за окисляване на органичната материя. За целта 1 g въздушно сух растителен материал се поставя в келдалова колба, прибавят се 4 $cm^3$ бидестилирана вода, 5 $cm^3$ сярна, 7 $cm^3$ азотна и 4 $cm^3$ перхлорна киселина. Разтворът се загрява, докато престанат да се отделят оксиди. Когато органиката се окисли, разтворът се разрежда с бидестилирана вода и се филтрува през филтър Ф 390. След това се прехвърля в мерителна колба от 50 $cm^3$, като се долива до мярката с бидестилирана вода. Съдържанието на микроелементите mg/g се определя спектрофотометрично. Данните са сравнени с тези на апарат ISP.

Известно е, че микроелементите, и по-специално Cr, Mo и Mn, участват в биосинтезата на витамините и другите полезни съставки в зеленчуците и плодовете. Данните за съдържанието на микроелемен-

тите от осреднени двугодишни изпитвания са илюстрирани в табл. 5.4, 5.5 и 5.6. От тях се вижда, че при вариантите със сапропел, съдържанието на Cr, Mo и Mn в готовата продукция (домати и пипер) е по-високо, в сравнение с контролата.

Таблица 5.4. Съдържание на Cr в плодове от домати (сорт "Яна") и пипер (сорт "Албена") след внасяне на сапропел:

| Варианти сапропел (%) | Домати | | | Пипер | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| | mg/kg | % спрямо контролата | % спрямо ср. стойност | mg/kg | % спрямо контролата | % спрямо ср.стойност |
| Контрола | 13,0 | 100,0 | 89,65 | 15,0 | 100 | 95,23 |
| 0,2 | 15,0 | 115,4 | 96,55 | 15,5 | 103,33 | 98,41 |
| 0,4 | 17,5 | 134,6 | 103,44 | 16,0 | 106,66 | 101,58 |
| 0,6 | 18,0 | 138,4 | 110,34 | 16,5 | 110,0 | 104,75 |
| Средна стойност | 14,5 | | | 15,75 | | |

Таблица 5.5. Съдържание на Mo в плодове от домати (сорт "Яна") след внасяне на сапропел

| Варианти сапропел (%) | Mo (mg/kg) | % спрямо контролата | % спрямо средната стойност |
|---|---|---|---|
| Контрола | 8,0 | 100,0 | 76,92 |
| 0,2 | 10,0 | 125,0 | 96,15 |
| 0,4 | 11,5 | 143,7 | 110,6 |
| 0,6 | 12,0 | 150,0 | 115,4 |
| Средна стойност | 10,4 | | |

Таблица 5.6. Съдържание на Mn в плодове от домати сорт "Яна" след внасяне на сапропел

| Вариант сапропел (%) | Mn, (mg/kg) | % спрямо контролата | % спрямо средната стойност |
|---|---|---|---|
| Контрола | 144,0 | 100,0 | 88,67 |
| 0,2 | 152,5 | 105,9 | 93,90 |
| 0,4 | 176,0 | 122,2 | 108,4 |
| 0,6 | 177,0 | 122,9 | 109,0 |
| Средна стойност | 162,4 | | |

4. Биометричен анализ на растения от домати и патладжан

Опитите са заложени с по 10 растения във вариант, всеки в пет повторения. Върху растенията са проведени биометрични измервания – височина на централното стъбло и брой листа. Измерванията са извършени двукратно.

В торопочвена смес е внесен сапропел в концентрация 0,2%, 0,4% и 0,6%. В пластмасови саксийки с диаметър 10 cm са пикирани растения от домати и патладжан. Извършени са също така еднократно биологични измервания.

Във фаза формиране на 2 съцветия при доматите растенията са засадени на постоянно място със схема 120+40/25 cm, а при патладжана редово 60/30 cm. Размерът на опитната площ е 5 $m^2$. Две седмици след засаждането е извършен биометричен анализ на растенията.

През вегетацията са извършени необходимите технологични мероприятия. Данните от морфологичните изследвания са обработени математически.

Почвата, върху която са проведени опитите на открито, е ливадна, слабо солонцовата с мощност на хоризонта 25–28 cm. По механичен състав тя е глинеста. Съдържанието на физична глина в горните хоризонти достига до 50%. Данните от биометричните измервания са илюстрирани в табл. 5.7, 5.8. От данните в табл. 5.7 се вижда, че при вариантите със сапропел централното стъбло е по-високо в сравнение с контролата – от 4% до 22% при доматите и от 6,6% до 27% при патладжана в зависимост от количеството вложен сапропел. Броят на листата също е по-голям от този в контролния вариант с 4%–20% при доматите и с 20% при патладжана, при вложени 0,6% сапропел.

Таблица 5.7. Височина на централното стъбло преди засаждане

| Вариант | Домати | | Патладжан | |
|---|---|---|---|---|
| Сапропел (%) | средна стойност | % спрямо контролата | средна стойност | % спрямо контролата |
| 0,2 | 19,0 | 104,0 | 11,30 | 106,6 |
| 0,4 | 20,3 | 112,0 | 12,20 | 119,0 |
| 0,6 | 22,2 | 122,0 | 13,50 | 127,0 |
| Контрола | 18,2 | 100,0 | 10,60 | 100,0 |

Таблица 5.8. Брой листа преди засаждане

| Вариант | Д о м а т и | | П а т л а д ж а н | |
|---|---|---|---|---|
| Сапропел (%) | средна стойност | % спрямо контролата | средна стойност | % спрямо контролата |
| 0,2 | 5,6 | 104,0 | 4,30 | 87 |
| 0,4 | 6,2 | 115,0 | 4,70 | 93 |
| 0,6 | 6,6 | 120,0 | 6,00 | 120 |
| Контрола | 5,4 | 100,0 | 5,00 | 100 |

5. Определяне влиянието на сапропелите върху узряването и добива на домати в оранжерийни условия

Опитът е заложен в оранжерийни условия с растения домати (сорт "Идеал") в четири повторения. Доматени растения във фаза бутонизация са засадени в леха от торфоперлитова смес при съотношение торф:перлит 1:1. Количеството на сапропела в изпитания вариант ($B_1$) е 2 мас. %. Засадени са и допълнително по две растения между вариантите и в края на редовете за охрани. Направено е трикратно подхранване с амониева селитра при всички растения във фаза цъфтеж, при поява на първите червени домати и в края на юли. Опитите са проведени при еднакъв поливен режим. Растенията са формирани с две разклонения върху телена конструкция. Направени са десет беритби, като при всяка е отчетено количеството домати в kg, (табл.5.9)

Таблица 5.9. Среден стандартен добив от домати

| Вариант | Среден стандартен добив от четирите повторения на вариант 1 и контролата (kg) | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|---|
| Дата | 5.7. | 7.7. | 12.7 | 20.7 | 22.7 | 29.7 | 05.8 | 17.8 | 30.8 | 15.9 |
| Вариант 1 | 0,35 | 0,79 | 1,60 | 3,71 | 5,6 | 2,75 | 2,00 | 2,5 | 1,55 | 2,95 |
| Контрола | 0,14 | 0,30 | 1,45 | 2,58 | 4,5 | 2,50 | 1,60 | 2,00 | 1,83 | 2,00 |

В таблица 5.10 са илюстрирани данни за общия стандартен добив от домати в четирите повторения и средния добив от едно растение (kg, %). Контролата е взета 100% като база за сравнение.

Таблица 5.10. Общ стандартен добив и среден добив от едно доматено растение

| Вариант | Брой растения | Общ добив (kg) | Среден добив от едно растение, kg | Добив (%) |
|---|---|---|---|---|
| $B_1$ | 40 | 95,2 | 2,38 | 112,5 |
| Контрола | 40 | 75,6 | 1,89 | 100,0 |

Анализът на данните показва, че при варианта със сапропел до 2% средният добив от едно повторение е по-висок с 31% спрямо контролата, което показва, че сапропелът ускорява узряването на доматите. Средният добив от едно растение при варианта със сапропел е 2,38 kg, което е с 0,49 kg повече от контролата (1,89), т.е. я превишава с 12,5%.

6. Определяне стимулиращото действие на сапропелите при вкореняване на резници от казанлъшка маслодайна роза

В полиетиленова оранжерия в лехи с ширина 80 cm са заложени за вкореняване резници от казанлъшка маслодайна роза в периода септември–ноември. Опитът е проведен с участието на два субстрата, обогатени със сапропели. За сравнение са използвани три еталонни субстрата табл. 5.11.

Таблица 5.11. Среден прираст и процент вкоренени резници от казанлъшка маслодайна роза в хранителни субстрати, обогатени със сапропели

| Вариант | Брой резници | Състав на субстрата | Среден прираст на 1 резник (cm) | Вкоренени резници (%) |
|---|---|---|---|---|
| Вариант I | 80 | Перлит + сапропел 2,35 об.% | 6,04 | 90 |
| Вариант II | 80 | Торф: перлит 1:1 + 3 мас.% сапропел | 21,76 | 95 |
| Еталон I | 80 | Балканин-зеолитов субстрат | 10,75 | 80 |
| Еталон II | 80 | Минерална смеска за домати | 18,18 | 85 |

От данните в таблицата се вижда, че с най-висок процент вкоренени резници (90 и 95%) са варианти I и II с 2,35 и 3,0 мас. % сапропел, внесени в перлитов и торфоперлитов субстрати. Средният прираст на един резник при торфоперлитовия субстрат с добавка на сапропел е най-висок – 21,76 cm, което е с 11 cm повече от еталон I и 3,58 cm повече от еталон 2.

Анализът на данните показва, че сапропелите стимулират ризогенезата на резниците. В доза 3 мас.% при торфоперлитов субстрат се повишава и средният прираст на един резник от 3,6 до 11% в сравнение с останалите субстрати.

### 5.1.2. Приложение на ДОМУ за създаване на биопрепарати за органично земеделие

В продължение на повече от 30 години група учени от секция "Химични фитоефектори" при Института по физиология на растенията – БАН, под ръководството на акад. Е. Каранов извършва проучвания относно влиянието на различни химически субстанции (комерсиални продукти, както и новосинтезирани в секцията растежни регулатори) върху растежа и развитието на растенията. В резултат на тези разработки бяха синтезирани нови синтетични растежни регулатори – MEIA, MMESA, MEADA и др.

През последните десетилетия, поради натрупването на все повече доказателства относно вредното въздействие на редица химични субстанции, използвани в селското стопанство, много изследователи концентрират своите усилия за откриване на натурални химични субстанции – алтернативи на конвенционалните растежни регулатори и пестициди. В отговор на тези нужди колективът от Института по физиология на растенията създаде нови оригинални технологии за получаване и практическо използване на листните суспензионни торове "Лактофол". Суспензиите са нова генерация комплексни листни торове, при които всички метални йони са свързани с млечна киселина, която след усвояването им от растенията се включва директно в обмяната на веществата и в продукцията няма остатъци от органични разтворители. Продуктите "Лактофол" са регистрирани от Министерството на земеделието и горите и в продължение на много години се прилагат както у нас, така и в други държави.

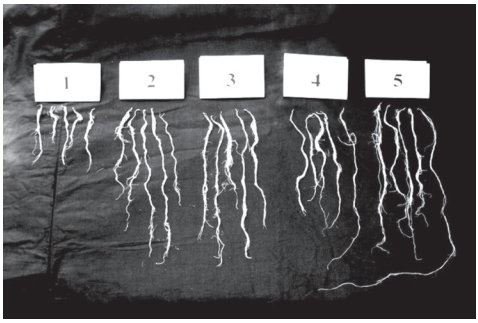
Настъпилите промени в европейското законодателство също акцентират върху ограничаване на използването на синтетични химични субстанции (торове и пестициди) и насърчаване на развитието на алтернативни методи за протекция и отглеждане на земеделските култури (Council Regulation № 2092/91; Low on Environmental Protection № 137/1995).

Първите стъпки на биологичното производство са положени от специалистите от Института по океанология при БАН във Варна и Института по почвознание "Пушкаров". От 1997 г. тези работи са продължени в Аграрния университет – Пловдив, с ръководител гл.ас. Николай Николов. През 2001 г., отчитайки значението на екологичното земеделие в България, са обнародвани две отделни наредби, касаещи биологичното производство. Наредбите № 22 и № 25 регламентират биологичното производство на растения, растителни и животински продукти и храни. Биологичното производство у нас е приоритет на Министерския съвет. Предпоставки за това са изключително благоприятните почвено-климатични условия за производство на земеделски култури, в това число и биологични. По данни на Министерството на околната среда и водите 80% от обработваемите земи у нас са подходящи за биологично производство.

В тази връзка, както и въз основа на получените данни от Института по почвознание "Пушкаров" и Аграрния университет в Пловдив, колектив от Института по физиология на растенията "Методи Попов" с ръководител ст.н.с. II ст. д-р Георги Георгиев (Георгиев, 2005, 2006) се зае да изучи влиянието на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ) върху растежа и развитието на житни и някои окопни култури. За целта на колектива бяха предоставени проби от ДОМУ, взети от дъното на Черно море на дълбочини 1500–1800 m, за извършване на опити в лабораторни и полеви изпитания.

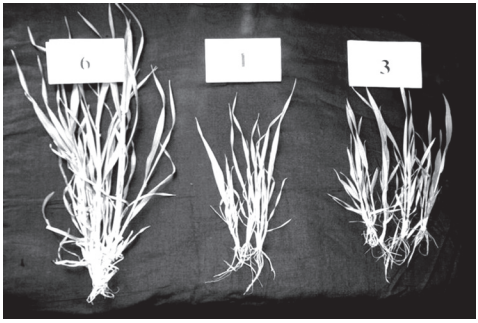
Изследванията са проведени върху 5 вида житни култури (пшеници – *Triticum aestivum L.* и *Triticum durum Desf.,* ръж – *Secale vulgare L.,* тритикале – *Triticosecale Wittm.,* ечемици – *Hordeum sativum Jessen: subsp. vulgare* и subsp. *distichum,* и овес – *Avena sativa L.*), както и върху 2 вида окопни – царевица (*Zea mays L.*) и памук (*Gossipium herbaceum*).

Резултатите показват, че ДОМУ стимулират покълването и растежа на кореновата система. Повишават съдържанието на хлорофил и разтворим белтък в листата, броя на братенето при култури със слята повърхност и задържането на цветовете и завръзите на памука (фиг. 5.1, 5.2, 5.3, 5.4) (Георгиев, 2005).




Фиг.5.1.

Фиг. 5.2.




Фиг.5.3.

Фиг. 5.4.

Отчитайки положителните резултати относно влиянието на сапропелите върху растежа и развитието на изпитваните растителни видове, си поставихме за цел да създадем биологичен продукт с растежрегулиращи и пестицидни свойства. В практиката в някои от модификациите на суспензионните торове "ЛАКТОФОЛ" са прилагани комбиниран продукт от минерални съставки и конвенционални пестициди. Съобразявайки се с новите приоритети на агроекологичната политика на Европейския съюз, бяха създадени продукти, съдържащи само натурални съставки.

Натурални химични субстанции от растителен произход, играещи значителна роля за растежа и развитието на културните растения, както и за контрол на инсекти и плевелна растителност, са известни още в Древния Рим и употребата на някои от тях продължава повече от 2000 години. Днес те се използват широко в селскостопанската практика като инсектициди, инхибитори, репеленти, атрактанти и фунгициди.

Базирайки се на тези данни, както и на резултатите, получени при проучване влиянието на ДОМУ върху растежа и развитието на растенията, са създадени серия от биологичноактивни продукти на базата на комбинация от дълбоководни органогенно-минерални утайки (ДОМУ) и различни етерични масла и растителни екстракти. Микро- и макроелементите, съдържащи се в ДОМУ, са в лесноусвоима форма и в количество достатъчно за активизиране на процесите на растежа и развитието на растенията. Използваните етерични масла са извлечени от растения, принадлежащи към семейство *Labiatae, Compositae, Cupressaceae.*

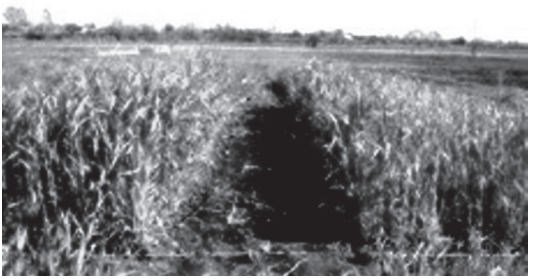
В резултат на тези разработки са създадени агротехнологии за повлияване на растежа и развитието на различни видове житни култури, както и за осъществяването на пестициден контрол (Димитров, Георгиев, Димитров, 2006).

Последните включват третиране на растенията в различни стадии от развитието им, като се започне от семенното третиране с цел обеззаразяване (и евентуално повишаване на кълняемостта) и се премине през отделните периоди на вегетация с оглед инхибиция на развитието на съпътстваща плевелна растителност и селективни патогени.

Третираните с биопрепарати за семенно обеззаразяване семена от житни култури (вследствие проникване на разтвора в зърното по време на набъбването и покълването) показват висока устойчивост срещу болестите, пренасяни по семенната обвивка, както и срещу гъбната зараза вътре в семената (напр. праховита главня – *Ustilago nuda* f. sp. *tritici* и f. sp. *hordei)* (фиг. 5.5) (Георгиев, 2005).

Ранното третиране на посевите (от фаза втори лист, периода до края на братене и начало на вретенене) позволява навременно премахване на конкуренцията за хранителни вещества от страна на плевелите. В резултат на обработката се наблюдава малка плътност на растеж и редуциран брой зърно при житните плевели – див овес (*Avena* sp.), лисича опашка (*Alopecurus myosuroides*), метлици (*Poa* sp.), ветрушка (*Apera spica-venti*) и голям брой просовидни (*Panicum* sp.). (фиг. 5.6) (Георгиев, 2005).

Фиг. 5.5.



Фиг. 5.6.

Приложени във фази начало на изкласяване до наливане на зърното, биопрепаратите, съдържащи различни етерични масла, показаха и висока ефективност срещу един от най-разпространените вредители по житните растения – житната дървеница (*Eurygaster integriceps*) (фиг. 5.7), както и срещу гъбно заболяване, причинено от моравото рогче (*Claviceps purpurea*) (фиг. 5.8) (Георгиев, 2005).

Фиг. 5.7.

Фиг. 5.8.

Вследствие на благоприятното влияние на съдържащите се в препаратите сапропели се наблюдава увеличение на добивите средно с 15% до 18%. Регистрирана е и повишена устойчивост спрямо някои неблагоприятни климатични фактори (фиг. 5.9, 5.10) (Георгиев, 2005).

Фиг. 5.9.

Фиг. 5.10.

Биопродуктите са изпитани в два аспекта:

1) По отношение на влиянието им върху растежа и развитието на растенията;

2) Относно потенциите им за инхибиция на развитието на съпътстваща плевелна растителност и селективни патогени.

Комбинациите от ДОМУ и етерични масла и екстракти са прилагани в различни стадии от развитието на растенията – семенно третиране с цел обеззаразяване и повишаване на кълняемостта, последвано от преминаване през отделните периоди на вегетация с оглед стимулиране на растежа на вегетативната маса и репродуктивните органи.

*Получените резултати показват, че изпитваните биопродукти са ефективни и могат успешно да се прилагат във всички отрасли на*

*земеделското производство – растениевъдство, лозарство, овощарство, зеленчукопроизводство, култивирано отглеждане на многогодишни етеричномаслени и медицински растения, цветарство и др. Действието им се изразява в:*

• Повишаване на кълняемостта на семената;

• Стимулиране на растежа на кореновата система и вегетативната маса;

• Ускоряване на растежа и по-ранното залагане на репродуктивните органи;

• Увеличаване на добива като количество и качество – повишаване на сухото вещество, захари и % масленост;

• Ефективност при биоконтрола на плевели и селективни патогени в агроекосистемите.

Установени са оптималните концентрации за приложение в селското стопанство и е направен изводът, че морските сапропели са много подходящи при създаването на биопрепарати за органичното земеделие. Те са приложими и за рекултивация на кисели, бедни на микроелементи и деструктирали почви, както и за обогатяване на субстрати, което е в съответствие с политиката на Европейския съюз по отношение на селското стопанство, изискваща търсене на алтернативни суровини за подобряване на структурата на почвите с цел екологично селскостопанско производство (Димитров, Георгиев, Димитров, 2006).

### 5.1.3. Приложение на ДОМУ за рекултивация на хвостохранилища и земи, замърсени с тежки метали и радионуклиди

Оценката на качествата на ДОМУ за използването им като сорбент за тежки метали и радионуклиди се намира в начален стадий на разработка. Непосредствено след аварията в АЕЦ "Чернобил" през 1986 г. ОМГОР НАНУ започна разработка на програма "Сапропель" с цел приложение на сапропелите за рекултивация на заразените с радионуклиди земи и технологично оборудване. За съжаление засега са публикувани откъслечни резултати от проведените изследвания (Шнюков, Зиборов, 2005). Разработена е смес с използване на сапропели като сорбент за защитни покрития за намаляване на излъчване-

то на заразени с радионуклиди строителни конструкции. Резултатите от радиометричния анализ на тези покрития показват сорбционна способност до 97%. Филтри на основата на композити от сапропел с успех могат да се използват за очистване на нискорадиоактивни отпадни води от АЕЦ и газове. Съвсем естествено е, че ДОМУ могат с успех да се използват като сорбенти за рекултивация на хвостохранилища от уранодобива и оловноцинковите и медните рудници. Същото се отнася и за земите около флотационните фабрики, замърсени с Cu, Pb, Zn, Cd и др.

### 5.2. Други области на приложение на ДОМУ

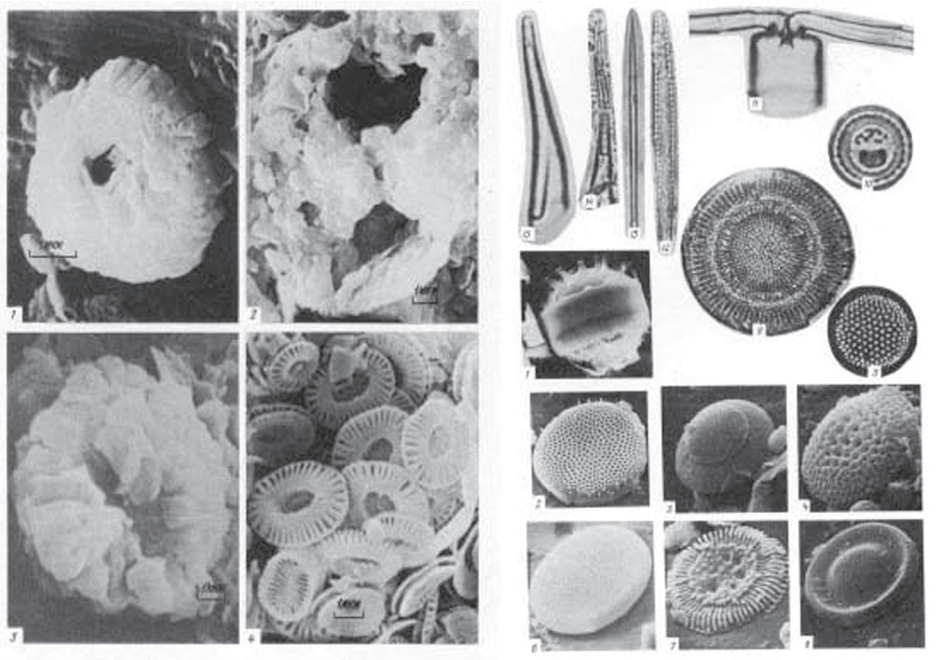
Към другите възможности на приложение на ДОМУ се отнасят нанотехнологиите и новите материали, строителството (леки и специални бетони), керамиката (керамични изделия и металокерамични брони, звуко-, топло- и електроизолационни изделия), храни, медицински и козметични препарати, калолечение и др.

#### 5.2.1. Нанотехнологии и нови материали

Природни наноразмерни материали са бентосните фораминифери, динофлагелатите, диатомовите и коколитофоридовите водорасли, които се намират както в дънните утайки, така и в морската вода и имат размери 5–50 μm (Ehrhard, Seguin, 1978) (фиг.5.11.а, 5.11.б).

Съществуват чисти диатомови натрупвания на дъното на Черно море особено в геохимични бариерни зони, които са най-добре изразени в районите на Босфорския праг и Дунавския каньон. Дебелините им понякога надвишават 5 m. Те са представени главно от видовете *Rizosolenia calcar*, *Chaetoceras* и др. (фиг.5.11.б) и са изградени от $SiO_{2аморф}$. Същите с успех могат да се използват в нанотехнологиите за получаване на нови материали като оптични кабели, силикатни субстанции за чипове, високоенергийни аморфни стъкла, за създаване на изкуствени кристали и пиезокварц, покрития и др. Освен диатомовите тини като самостоятелен продукт могат да бъдат отделени висококарбонатните коколитофоридови тини. Те залягат непосредствено в повърхностния слой на дъното и имат дебелина до 50 cm, а в редуване със сапропелови и диатомови прослойки – до 1 m (Димитров и др., 2005).

Коколитофоридовите тини са представени от вида *Emiliania huxleyi* (фиг. 5.11.а). Същите могат да намерят приложение в нанотехнологиите, карбонатните аморфни стъкла, специалните цименти и др.



а б

Фиг. 5.11. Нанофосили: а – коколитофориди; б – диатомити (Геологическая история..., 1980)

### 5.2.2. Строителство, керамични и металокерамични изделия

Опитите за използване на сапропелите в строителството и керамиката са твърде ограничени. Проведени са експерименти за оценка на коколитово-диатомово-сапропелните тини. Получени са следните резултати (Велев, Димитров, Файер, 1992):

1. Температурата на изпичане на суровината е сравнително ниска – 950º.

2. Получената керамична маса има ниско обемно тегло (1,2–1,6kg/m³), висока порьозност (38–55%), оцветена е в приятни пастелни тонове.

3. Якостта на натиск варира от 52 до 235 kg/m² (5,1–23 MPa).

Високото съдържание на алкални окиси в суровината показва ниска температура на топимост, което е благоприятна предпоставка за използването и създаването на покрития (тип глазури) (Велев, Димитров, Файер, 1992 ).

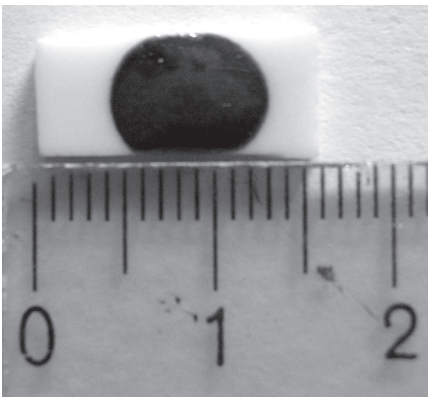
През 1994 г. в Централната лаборатория по минералогия и кристалография (ЦЛМК) – БАН – София, от автора беше проведен експеримент с цел установяване на физичните свойства на ДОМУ и процесите на прекристализация след стапянето. От сондаж № С-194 беше взета проба от сапропел с тегло 0,8167g, която беше поставена върху порцеланова плочка и нагрята в канталова пещ до стапяне. Установиха се следните свойства:

Температура на омекване – 1240 °C

Температура на свличане – 1270 °C

Сферична форма преди стапяне – 1300–1310 °C

Топилка – 1370–1386 °C (фиг. 5.12)




Фиг. 5.12. Топилка от сапропел

В резултат на експеримента беше получена сиво-кафеникава стъклена маса с приятни тонове и изключителна здравина, което дава основание да се смята, че сапропелите с успех могат да се прилагат в керамиката и металокерамиката.

Подобни изследвания (Шнюков, Клещенко, Куковская, 1999) са показали, че при употреба на сапропел с пластмасово-каучукова смес рязко се подобряват физикомеханичните свойства на хидроизолационните и херметическите покрития. Сапропел е използван и

като съставка за изготвяне на керамзитови запълнители за леки бетони. Сапропелобетоните са студоустойчиви, но при температура над 100 ºС се разлагат. Ниските скорости на разпространение на звука в сапропелите дават основание те да се използват за приготвяне на звуко- и топлоизолационни плочи.

### 5.2.3. Възможности за използване на фито- и зоопланктон от утайки и води като храни, фармацевтични продукти, козметика и калолечение

На заседание на Френската академия на науките на 17.12.1888 г. принц Албърт I Монакски (основател на Океанографския музей в Монако) изнася доклад, в който заявява: "Екипаж на кораб, останал без хранителни продукти в умерените или тропични ширини на океана, може да избегне гладна смърт, ако разполага с 20 m въже и мрежа за събиране на флора и фауна" (Ehrhard, Seguin, 1978). Още тогава се появяват първообразите на днешните планктонни мрежи. Възможности за пряко използване на планктона в своя рацион демонстрира известният мореплавател Ален Бомбар, който през 1954 г. пресича Атлантическия океан със своя кораб "Еретик" (Bombard, 1970). Той намира многобройни последователи сред мореплавателите по света. За използване на планктона като храна в екстремални условия съобщават и много наши мореплаватели като Юлия и Дончо Папазови, капитан Георги Георгиев и др., осъществили околосветски плавания през 80-те години на миналия век. За съжаление в нашата научна литература липсват съобщения за резултатите от техните проучвания.

Зоопланктонът е източник на аминокиселини, нуклеинови киселини и наситени мастни киселини, които вземат участие в синтеза на хормони с широк спектър на физиологично въздействие.

За организма на човека са опасни не само водорасли от групата на динофлагелатите, но и много планктонни видове, които произвеждат отрови.

В ДОМУ се съдържат значителни количества цианокобаламин (витамин $B_{12}$), синтезиран от синьо-зелените водорасли, сулфатредуциращите бактерии, хранителните гъбички. Той стимулира образуването на червените кръвни телца и при по-големи дози променя обема на веществата в нервните клетки и има обезболяващо дейст-

вие. Използва се още при ишиас и артрит (Ehrhard, Seguin, 1978). Фитопланктонът образува също така L–аскорбинова киселина (витамин С), който се употребява против скорбут и повишава устойчивостта на организма при инфекции, регулира сърдечната дейност и др.

Планктонните диатомеи, динофлагелатите, синьо-зелените и кафявите водорасли имат антибактериално действие (Георгиев, 2005, 2006; Димитров, Георгиев, Димитров, 2006). Динофлагелатите, които са известни със своята токсичност, образуват и антибиотични вещества. Според Burkholder et al., (1960) те влияят негативно върху златистия стафилокок (*Staphilococus aureus*) и гъбата (*Candida albicans*), предизвикваща млечница. Изучаването на ДОМУ във водите на Черно море, които съдържат отровен планктон, ще даде възможности за създаване на антитоксини, ваксини и лекарства. В ДОМУ се съдържат много елементи като K и Mg, които са полезни при ставни заболявания (артрози). Манганът оказва положително въздействие при аритмия. Всички тези елементи проникват в организма чрез осмоза и служат като катализатори на вътрешноклетъчните ензими (Dubarry, Tamarelle, 1973).

Едно от важните направления в морската курортология е термализмът (Dubarry, 1968) – лечение с морска кал. Съдържащият се в ДОМУ отмрял планктон при смесване с топла вода се разлага, образувайки особени органични вещества. За пълното съзряване на такава лечебна кал е необходимо тя да престои минимум 6 месеца.

В резултат на досегашните изследвания и проучвания върху произхода, свойствата и приложението на ДОМУ се поставят основите на морските агробио- и биомедицински технологии.

# ГЛАВА ШЕСТА

## ЗАПАСИ, МИННО-ГЕОЛОЖКИ УСЛОВИЯ, ТЕХНОЛОГИЯ И ТЕХНИКА ЗА ДОБИВ НА ДОМУ

Дълбоководните органогенно-минерални утайки от дъното се отнасят към т.нар. нетрадиционни суровини и тяхната експлоатация се определя от четири фактора:

• Наличие на съвременни технически средства за проучване и добив;

• Наличие на промишлени запаси;

• Икономическа ефективност;

• Положителна геоекологическа оценка.

Минно-геоложките условия на Черно море, които могат да се оценят като екстремни, се влияят от:

• Сложни (рискови), метеорологични и хидродинамични условия особено през зимния период (сгонно-нагонни явления), възможни земетресения и породени от тях цунами, ефузии на природен газ, активизация на кални вулкани и др.

• Големи дълбочини на подводните месторождения, които се разполагат на дълбочини от 500 до 2200 m в условията на сероводородно заразяване, сложен релеф, подводни свлачища и турбидитни потоци.

• Влияние на агресивната морска и сероводородна среда върху технологичното оборудване и други непознати засега явления.

• Усвояването на дълбоководни запаси от ДОМУ няма прецедент в световната практика и началният етап на тяхната експлоатация е съпроводен с големи разходи, значителен риск и има иновационен характер.

### 6.1. Запаси

Изследванията върху произхода, състава, свойствата и приложенията на ДОМУ позволиха да се охарактеризи минерално-биолитна субстанция с изключително ценни качества за икономиката и селското стопанство.

Въз основа на досега проведени изследвания са изчислени прогнозни запаси, които позволяват в близките 2–3 години да се подгот-

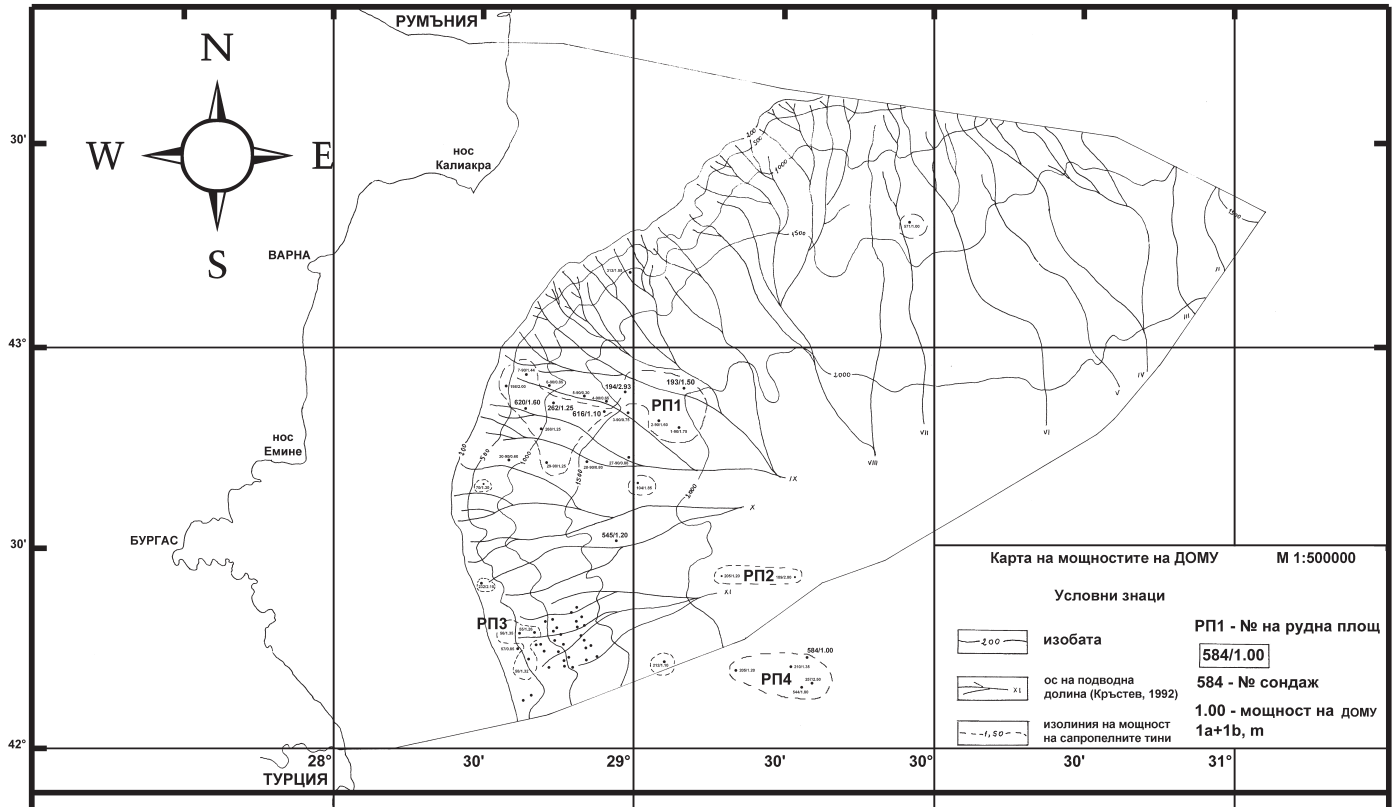
вят няколко промишлени находища на ДОМУ. Геоеколожкият подход играе водеща роля при оценка на възможностите за използване на ДОМУ.

Дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ) обхващат сапропелни, диатомови и коколитови тини и изграждат целия разрез на холоцена. Те заемат континенталния склон, континенталното подножие и абисалното дъно на дълбочини под 500 m, като дебелината им достига до 3 m. За целия Черноморски басейн прогнозните запаси само на сапропелите се оценяват на $3,2x10^{11}m^3$ (Шнюков, Зиборов, 2005). При оценката на прогнозните запаси на ДОМУ в българската икономическа зона ще се изхожда от няколко основни показателя. На първо място това е дебелината на работния пласт – минимална дебелина – 1m, което отговаря на възможностите на съвременната добивна технология. От прокараните 62 броя сондаж в 27 от тях дебелината на ДОМУ надвишава 1 m, откъдето е изчислен коефициент на рудоносност (КР=0.4). На фиг. 6.1 е показана карто-схема на изключителната икономическа зона на България, която възлиза на 33 800 $km^2$. Прогнозните запаси са изчислени за площ от 20 000 $km^2$ при средна дебелина 1 m на продуктивния пласт и възлизат на 8,8 млрд. $m^3$. Като перспективни с ранг на находища са отделени 4 площи (фиг. 6.1), които имат запаси, както следва (табл. 6.1). Оконтурени са тела и по единични сондажи, като запаси по тях не са изчислявани.

Таблица 6.1. Запаси на ДОМУ в рудните площи

| Рудна площ | Площ, $km^2$ | Средна мощност на ДОМУ, m | Запаси на ДОМУ | |
|---|---|---|---|---|
| | | | млн. $m^3$ | млн. t |
| РП1 | 614 | 1,61 | 989 | 1261 |
| РП2 | 142 | 1,60 | 227 | 289 |
| РП3 | 135 | 1,31 | 173 | 221 |
| РП4 | 325 | 1,64 | 533 | 680 |

Рудна площ №1. Оконтурена е с 10 броя сондаж и има сложна конфигурация. Следи се устойчиво от 500 до 2000 m дълбочина по подводен хребет, който разделя подводни долини. Има сравнително плавен наклон и устойчиви дебелини на утайките. Средната дебелина на ДОМУ в оконтурената площ от 614 $km^2$ е 1,61 m и запасите възлизат на около 989 млн. $m^3$ (фиг. 6.1).




Фиг. 6.1. Карта на мощностите на ДОМУ

Рудна площ №2. Оконтурена е с 2 броя сондажи С-205 и С-209 и има форма на удължена елипса. Разполага се на дълбочини от 2000 m до 2080 m. Независимо от голямото разстояние между сондажите релефът е спокоен, равнинен и се характеризира с устойчиви дебелини. На площ от 125 $km^2$ при средна мощност 1,60 m са изчислени запаси от 227 млн. $m^3$.

Рудна площ №3. Оконтурена е с 3 броя сондажи със средна мощност 1,31 m и се разполага в горната част на континенталния склон в района на Резовския каньон на площ от 135 $km^2$, където дебелините са променливи. Повече от половината сондажи на континенталния склон на дълбочина от 700 до 1300 m са с незначителни дебелини на ДОМУ или те отсъстват поради свличане. Запасити са оценени на 173 млн. $m^3$.

Оконтурени са единични сондажи с дебелина на ДОМУ >1m и рудна площ №4 извън границите на българската икономическа зона (фиг. 6.1, табл. 6.1).

При изчисляване на запасите следва да се отчита обемно тегло на суровината, което се изменя от 1,25 до 1,30 $g/cm^3$.

### 6.2. Минно-геоложки условия

Минно-техническите условия в морската среда коренно се различават от условията за сухоземен, речен и езерен добив на полезни изкопаеми. Познаването на морската среда и геотехническите характеристики на суровината трябва да предхожда избора на технологията за дълбоководен добив.

#### 6.2.1. Климат и ветро-вълнови режим

Следва да се отчита фактът, че добивните работи ще се извършат в откритоморски условия на отстояние 80–250 km от брега и на дълбочини от 500 до 2200 m.

Температура на въздуха

Най-голямо различие в температурните условия се забелязва през зимата от -2º до 9ºC. През пролетта средномесечните температури се колебаят от 9º до 17ºC. Летните температури на въздуха се отличават с относително постоянство и са в границите 19–24ºC. Есента е по-топла от пролетта – средна температура 10–20ºC.

Температура на водата

Термичният режим в открито море се отличава с устойчивост, независимо че сезонните колебания на температурата в повърхностния слой са доста значителни. Средната зимна температура на водата на повърхността е 7–8º.С Най-ниски температури се наблюдават по Северозападното крайбрежие, където температурата на водата пада до 0–2ºС. В края на пролетта тя е вече около 13–18ºС, а през лятото достига 21–23ºС (в отделни прибрежни райони 22–26ºС). През есента температурата на водата се понижава и достига до 10-12ºС. Температурата на морската вода в придънния слой е сравнително постоянна – 9–11º С.

Ледови условия

Обикновено през зимата в Черно море замръзват отделни райони по Северозападното крайбрежие. При много сурови зими ледът се разпространява надолу по Западното крайбрежие и може да достигне Бургаския залив.

Мъгли

Мъглите над морето са често явление, като дните с мъгла през годината достигат до 90. През зимата с тежки метеорологични условия за корабоплаването (отрицателни температури, скорост на вятъра не по-малка от 10 m/s и видимост по-малка от 4 km) могат да бъдат 15–16 дни.

Вятър

В Черно море се наблюдава сезонно и пространствено изменение на повторяемостта на скоростта на вятъра. Най-голяма повторяемост на силните ветрове се наблюдава през зимата – до 7% при скорост на вятъра ≥14 m/s Повторяемостта на вятъра със скорост ≥20 m/s е 0,3–0,5 %. Веднъж на 15 години може да се наблюдава вятър със скорост над 35 m/s, а един път на 50 години – ≥40 m/s.

През лятото повторяемостта на силните ветрове е чувствително по-малка: например за скорост ≥14 m/s. – не повече от 2 %, а за скорост ≥20 m/s не превишава 0,1%.

През зимата преобладаващи са северните, североизточните и северозападните ветрове. През лятото се наблюдават променливи ветрове, но със значителна южна съставляваща.

Средната продължителност на североизточните и източните ветрове през зимата е около 15 часа, но те могат да имат продължителност и до 10 дни. През пролетта и есента непрекъсната щормова продължителност като правило не превишава 3–5 дни. Със северните и северозападните ветрове са свързани най-големите скорости на вятъра.

По Черноморското крайбрежие ежегодно е възможна скорост на вятъра до 25–35 m/s, един път на 50 години – около 40–45 m/s, а един път на 100 години и над 45 m/s.

Вълнение

Значителните размери на водния басейн, голямата дълбочина, слабата брегова изрязаност способстват за развитието на големи вълни с височина около 11 m. Повторяемостта обаче на силното вълнение в Черно море е малка: през зимата на вълни с височина 6 m – по-малка от 1%, а на вълни с височина 8 m – 0,15%; 90% повторяемост имат вълни с височина 3 m.

През летните месеци като правило се наблюдават вълни с височина 3 m с повторяемост 97–99%, а вълни с височина 6 m се наблюдават изключително рядко, с повторяемост части от процента. Обикновено периодите на вълните в Черно море са по-малки от 9 s. Само много големите щормови вълни могат да имат големи периоди.

Режимът на вълнението в прибрежната зона е твърде изменчив и в значителна степен зависи от местните особености.

Разполагането с основните статистически характеристики, получени на базата на дълговременни наблюдения, дават възможност да се установят спектралните характеристики на вълнението. Като вътрешно море Черно море се характеризира с:

- ограниченост на дистанцията на вълнообразуване;
- наличие на повърхностни течения, което оказва влияние и трябва да бъде отчитано при определяне на спектралните характеристики.

При проектирането на добивната конфигурация и подготовка за експлоатация е желателно да се предвиди непрекъснат инструментален контрол на състоянието на водната повърхност, което заедно с глобалните метеорологични прогнози за района ще даде възможност за краткосрочно прогнозиране на вълнението в конкретен район на експлоатация.

### 6.2.2. Морската вода като корозионна среда

Морската вода е една от най-разпространените в природата агресивни среди. Тя е сложна физикохимична система, в която са разтворени и се намират в равновесие почти всички елементи от периодичната система, в това число и газове, отделящи се от морското дъно, постъпващи от атмосферата или отделящи се в процесите на фотосинтеза и при жизнената дейност на морските организми. Индивидуалното влияние на всеки фактор върху корозионните свойства на морската вода е взаимосвързано и изменението на един параметър може да повлияе върху относителното действие на останалите.

Въпреки това оценката на корозионната активност на морската вода не представлява непреодолима трудност. Даже може да се приеме, че тя е един от "удобните" електролити при изследване на корозионната устойчивост на материалите и избора на способите на тяхната защита. Това се обяснява с факта, че главните йони, в съдържанието на които има определена последователност:

($Na^+ > Mg^{2+} > Ca^{2+} > K^+ > Sr^{2+}$ и $Cl^- > SO_4^{2-} > HCO_3^- > Br^- > F^-$)

и съставляват около 99,9% от всички разтворени във водата минерални соли. С малки изключения в морската вода се наблюдават постоянни количествени съотношения на указаните йони, при които повече от 60% от общата концентрация на разтворените вещества се падат на $Na^+$ и $CL^-$. Освен това буферният капацитет, характеризиращ способността на елекролитите да задържат и изменението на pH при добавяне на известни количества киселини или основи, при морската вода е относително голям (около 1 mg eqv/l), което заедно с практическата неограниченост на обема осигурява сравнително постоянство на pH в тесни граници (7,6–8,4). Солеността, температурата и пропорционалната на тях елекропроводимост, концентрацията на кислород и въглероден двуокис за всеки отделен морски басейн са относително постоянни.

Детайлни изследвания върху скоростта и характера на корозията в условията на морска среда и сероводород не са провеждани. Според някои изследователи скоростта на корозионните процеси в такава среда е от 50–60 % до 20 пъти и следва да се отчита при конструирането на проучвателни и добивни съоръжения.

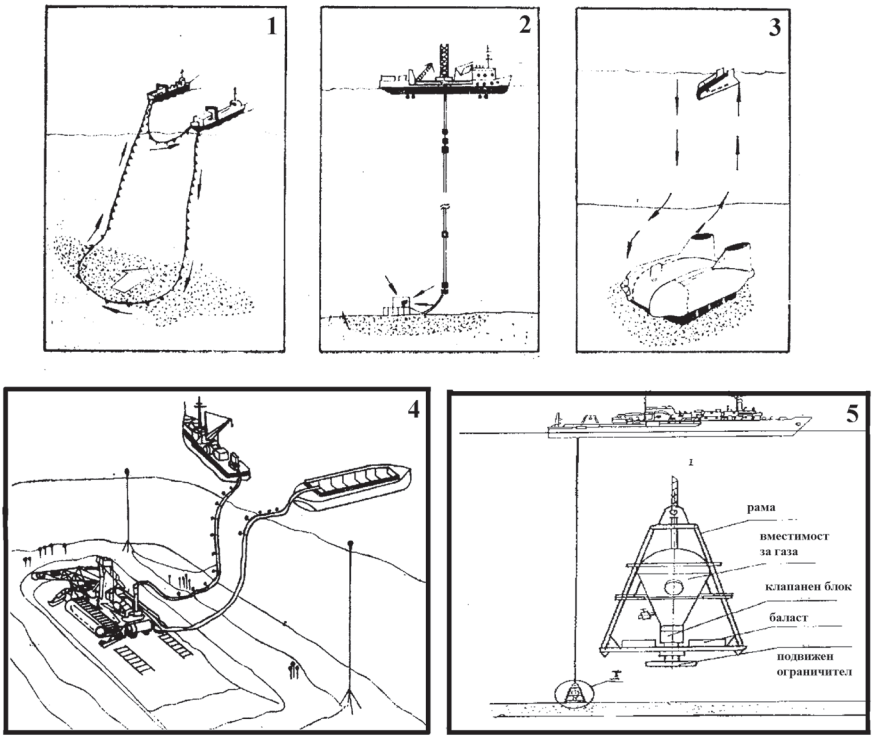
### 6.3. Технология и техника за добив на ДОМУ

Неизчерпаемите запаси, доказаната ценност на ДОМУ като агромелиорант и биопрепарати, както възможностите за широкото им използване в нанотехнологиите, керамиката, медицината, фармацевтиката и др., дават основание за разработка на техника и технология за промишлен добив. Намираме се все още на предварителен стадий на оценка на запаси, минно-геоложки и геологически условия, което не ни дава основание за пазарна оценка на суровината, т.е. за формиране цената на продукта. Това се отразява негативно и при избора на минно-добивен комплекс (Димитров, Василев, 1988; Димитров и др., 2005).

При тези условия усвояването на суровината следва да се осъществи на 2 етапа:

***I етап.*** Приспособяване на съществуващи пробовземачни съоръжения (дъночерпатели) за отбор на големи количества, използване на НИК "Академик" с неговите спускоподемни съоръжения и самоходен шалан за поемане и транспорт на суровината до бреговата база. Дъночерпателното устройство трябва да отговаря на условията за херметичността, което да изключва промиване на суровината при транспортиране от дъното до транспортния кораб. Подобен подход ще доведе до намаляване на риска и до съкращаване на разходите. Тази технология може да се осъществи в условията на летния сезон (май–септември) при ориентировъчен добив до 1000 t годишно.

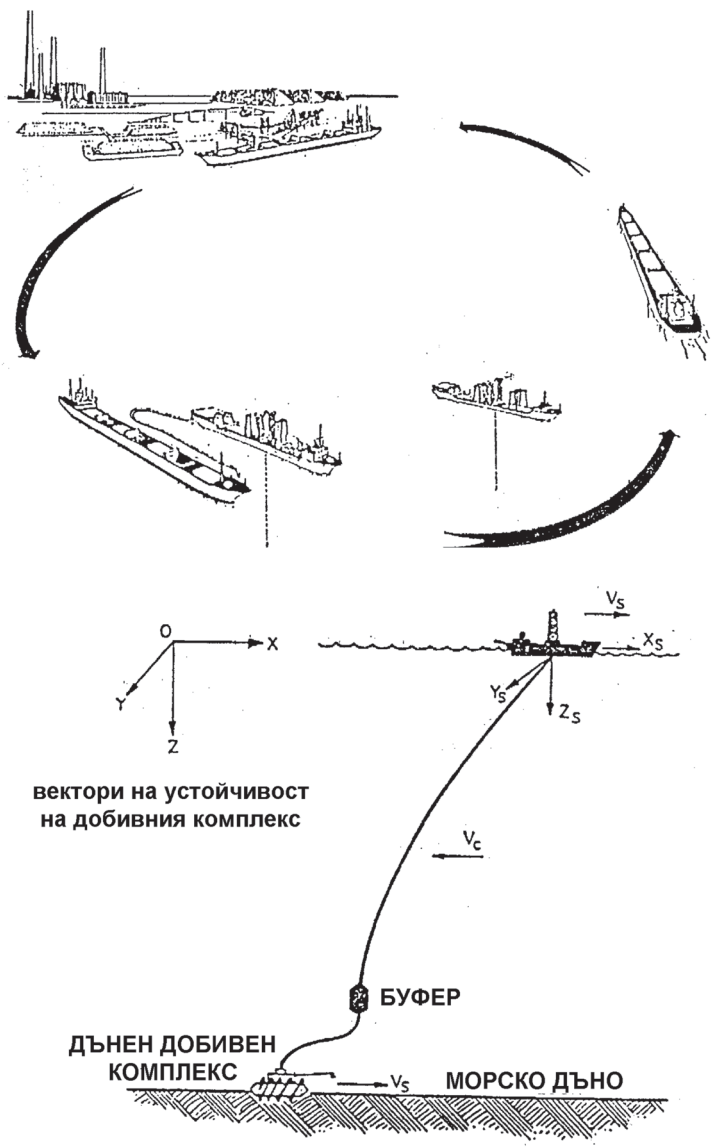
***II етап.*** Той включва избор на добивна технология и ще се реализира след положителна геолого-икономическа оценка на суровината, нейната пазарна реализация, включително и експорт. Счита се, че максималният добив за задоволяване на потребностите след 2010 г. ще възлиза на около $1.10^6$ t годишно. В световната практика са разработени технологии (фиг. 6.2) за добив на желязо-манганови конкреции (ЖМК), фосфорити, кобалтоносни кори и природни газове. Известни са някои резултати от добива на диатомити през 60-те години на XX век от континенталния склон на Калифорния (дълбочини 1300–1800 m).




Фиг. 6.2. Принципна схема на технологии за добив на полезни изкопаеми от океанското дъно (Зиборов, 2003)
1 – въжена; 2 – ерлифтна; 3 – с помощта на подводен апарат; 4 – специализирана за добив на кобалтоносни кори; 5 – за събиране на газ

Разработената хидравлична (ерлифтна) система (фиг. 6.2) (Зиборов, 2003) добива годишно около $1.10^6$ t диатомитов пулп при цена $32–42 за тон. В началото на 80-те години на XX век експлоатацията е прекратена поради въвеждане на нови екологични изисквания. В условията на малка мощност на продуктивния пласт (1–3 m), течнопластична консистенция и висока влажност на пулпа най-подходяща е въжено-кошовата технология. Досегашните разчети (Зиборов, 2002, 2003) показват, че добивният комплекс при въжено-кошова технология тежи 1500–2000 t и може да се разположи на кораб с дължина 200 m, ширина 20–25 m и водоизместимост 20 000–25 000 t. Оптималната производителност на технологичното оборудване възлиза на 300 $m^3$/h или около $1.10^6$ $m^3$ t пулп годишно. При ориентировъчна цена $45 за

1 t годишната продукция при заводски цени ще възлиза около $45 млн. Ориентировъчна цена на целия комплекс (кораб и технологично оборудване) ще възлиза на $ 18–20 млн. На фиг. 6.3 е показана схема на минно-добивния комплекс, който включва транспортни кораби и брегова база, и може да осъществява целогодишен добив в условията на Черно море (Димитров, Василев, 1988).




Фиг. 6.3. Принципна схема на морски миннодобивен комплекс с брегови и морски бази (Димитров, Василев, 1988)

### 6.4. ДОМУ като геоекологичен ресурс

Под геоекологичен ресурс се разбират всички видове минерални суровини от акваторията, чиято експлоатация няма да доведе до нарушаване на съществуващото равновесие на природните геологически тела и няма да навреди на морските екосистеми. Разбира се, подобни условия при сегашното състояние на черноморската екосистема са задължителни; в противен случай негативните последици за морската среда са необратими.

Проследиха се продължителните стадии на формиране на геологическите тела, както и ролята на природните фактори при тяхното съхранение и преобразуване в условията на субаквално въздействие, което дава основание да бъдат разгледани потенциалните носители на полезни компоненти.

Към минералните ресурси на морето се отнасят всички вещества, които могат да се извлекат от морската вода, от дъното или под дъното на морето. Към тях се отнася проблемът за прясната вода, чийто дефицит осезателно се чувства в крайбрежните райони на страната.

Неизтощим практически и най-достъпен ресурс е морската вода, в която са разтворени различни соли на натрия, магнезия, хлора, сярата, брома и други, както и някои съединения на медта, цинка, урана, молибдена, йода и др. У нас от морската вода се добиват магнезий-алба, магнезиев сулфид, готварска сол; работи се усилено върху технологии по опресняване на морската вода и други. Условия в това отношение са създадени в района Поморие–Бургас, където опитно-технологичните и производствените дейности се задълбочават.

Разглеждайки полезните изкопаеми на дъното на моретата и океаните, трябва да се отбележи, че днес много страни влагат значителни средства за тяхното изследване, проучване и добив и особено за охраната на морската среда при проучвателните и добивните работи.

Към минералните ресурси на българския черноморски шелф и дълбоководната акватория, които са обект на разглеждане тук, се отнасят полезните изкопаеми, които се образуват на повърхността на дъното или под него в резултат на процесите на седиментогенеза. Тук не се разглеждат перспективите за търсене на ценни минерали като рутил, илменит, циркон, магнетит, формиращи се в зоната на плажа, подводния брегови склон на дълбочина до няколко десетки метра,

както и в районите на старите брегови линии на басейна на дълбочини до 100 m. Тези минерали се образуват от продуктите на размиване на браговете или от речните наноси вследствие на интензивната сепарация в условията на вълновото въздействие.

Освен това в условията на активен отток на твърд материал се създават предпоставки за натрупване на значителни количества добре сортирани пясъчни наслаги, понякога мономинерални, които могат да се използват за специални производства. В зоните с интензивна биологическа продуктивност вследствие на масово измиране на организми в условията на интензивни придънни течения се формират значителни количества промити черупчести седименти (биоакумулации), които представляват ценна суровина за циментовата и стъкларската промишленост и други производства.

Във връзка с дефицита на строителни пясъци в крайбрежните райони основателен интерес представляват пясъчните акумулативни тела от подводния брегови склон, както и погребаните русла на речните долини.

През последните години на периферията на шелфа бяха намерени налепи, кори и конкреции, формирани върху черупки от *Modiolus phaseolinus* (Димитров, Стоянов, 1984; Димитров, 1990), които на сегашния етап се разглеждат по-скоро като екзотична проява на конкрециобразуване, свързана с периодично издигане на дълбочинни води (*Upwelling*).

Като потенциални суровини могат да бъдат разглеждани карбонатните алевро-пелитови тини, които имат широко разпространение на шелфа. Те представляват потенциална суровина за циментовата и керамичната промишленост, инертни запълнители в строителството, тиньоцименти и други.

Важни перспективни суровинни ресурси от биолитен тип се явяват дълбоководните сапропелни, диатомови и коколитови утайки. Същите повече от 20 години са обект на задълбочени изследвания и технологични изпитания с цел използването им като естествен екологичен тор, за керамични изделия, за стъкларската промишленост, като биостимулатори, във фармацевтиката, балнеологията и други области (Димитров, Георгиев, Димитров, 2006).

От години е известно съществуването на естествени източници на метанов газ в акваторията, които представляват замърсител на въздуха. Предстои оценка на дебитите на природния газ с цел използването им като нискодебитен енергиен източник.

Разбира се, съществуват и други потенциални суровинни и енергийни ресурси като сероводорода и бактериалната сяра, метана в утайките, газохидратните образувания, които представляват изключително актуален проблем за Черно море.

Във връзка с утвърждаването на геоекоресурсния подход твърдите полезни изкопаеми (разсипообразуване и строителни материали) представляват рекреационен ресурс и не са обект на настоящата работа.

За териториалните води и изключителната икономическа зона на България действа Законът за морските пространства (ДВ, бр. 12, 11.02.2000), където са изложени основните изисквания към опазването на морската среда при изследователски геолого-проучвателни и добивни дейности. През април 1992 г. в Букурещ представители на причерноморските страни подписаха Конвенция за защита на Черно море от замърсяване. В нея са регламентирани действията на страните, насочени към опазване на морската среда, защита на биологичните ресурси, мониторинг на състоянието на биосферата и рекултивация на дъното. Създадена е Международна комисия за защита на Черно море. Всички видове проучвателни и добивни дейности са обект на Организацията за черноморско икономическо сътрудничество (ОЧИС), чиито правомощия непрекъснато се разширяват.

# ГЛАВА СЕДМА

## ЧЕРНО МОРЕ – ЕНЕРГИЕН КРЪСТОПЪТ И/ИЛИ НЕТРАДИЦИОНЕН ЕНЕРГИЕН И СУРОВИНЕН ЦЕНТЪР НА ЕВРОПА

Съществува дълбоко неразбиране на понятието енергиен център. Умишлено се разиграва енергийната карта на която обаче вместо енергийни източници се виждат тръбопроводи за нефт и газ, прекосяващи Черно море и България надлъж и нашир. Тези тръби водят началото си от истинския енергиен център до крайния потребител. В условията на дефицит на енергоресурси у нас твърдението, че България може да бъде енергиен център на Балканите, е крайно несериозно. Така че вместо енергиен център ние представляваме енергиен кръстопът, поради своето изгодно географско положение. До края на 80-те години на XX век ние бяхме суровинен център на ядрената енергетика. Става дума за уранодобива, който обезпечаваше независимостта на нашите ядрени блокове и не само на тях. Днес опитите за реанимация на уранодобива ще срещнат непреодолимата съпротива на екологичните организации и ядрените монополи, които владеят световните пазари на ядрено гориво. Класическите енергийни източници като нефт, газ и въглища задоволяват едва от 1 до 5 % нуждите на нашия енергиен сектор. С оскъдните си запаси на класически енергийни източници България е изцяло зависима от конюнктурата на световния пазар на енергийни суровини.

При неравномерното географско разпределение на енергоресурсите като нефт и газ на световната географска карта стои проблемът за транспортирането им до крайния потребител. Днес въглеводородите се транспортират или с танкери, или по тръбопроводи. По редица причини тръбопроводите са за предпочитане. Предимствата им са твърде примамливи и се свеждат до:

- Съкращават съществено пътя до крайния потребител;
- Избягват се транспортни такси за транзит на продукцията;
- Намаляват значително екологичния риск при транспорта.

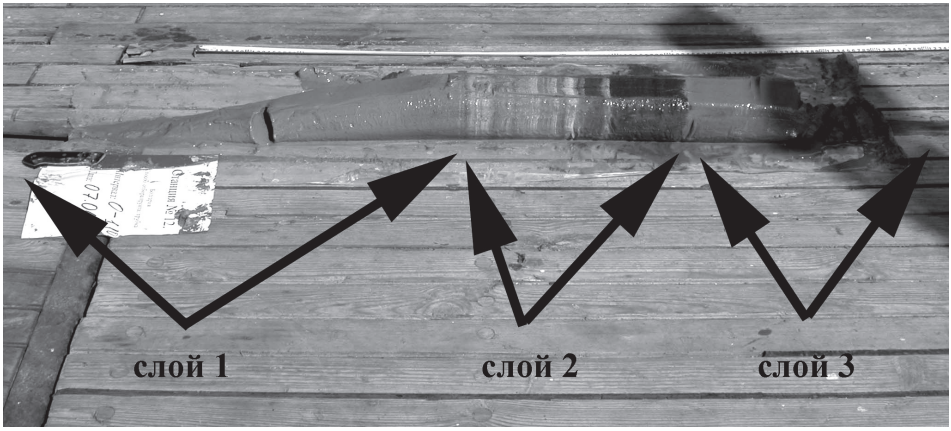
Като естествени енергийни центрове за Европа могат да се разглеждат страни като Русия и страните от Каспийския регион, Близкия

изток, Северно море и Средна Азия. При наличието на тези центрове на енергийни суровини икономическата изгода от тяхното използване се определя преди всичко от начина на транспортирането им до крайния потребител. Като се изхожда от нестабилната икономическа конюнктура във въпросните страни, с цел да се избегне нова газова криза като тази от януари 2009 г., се предлагат два конкурентни проекта като "Южен поток" и "Набуко" (фиг. 7.1). След реализацията на проекта "Син поток" (фиг. 7.1), който е прокаран по дъното на Черно море и свързва руската станция "Джугба" с турското пристанище Самсун, стана ясно, че подводните тръбопроводи са икономически изгоден и екологично безопасен транспортен коридор. Дължината на подводното трасе е 396 km и се разполага на максимална дълбочина до 2150 m. Състои се от две тръби с диаметър 610 mm и към 2010 г. се предвижда количеството на достигащия до Турция природен газ да достигне 16 млрд. $m^3$ годишно (Айбулатов, 2005).

Фиг. 7.1. Схема на тръбопроводите

Проектите "Набуко" и "Южен поток" са скъпоструващи съоръжения и водят своето начало от различни енергийни центрове. Проектът "Набуко" ще наруши руския газов монопол и ще предпази ЕС от енергийна зависимост. Това, разбира се, засяга пряко интересите на Русия, тъй като средноазиатските републики досега реализират своя природен газ на сравнително ниски цени чрез газопреносната мрежа на "Газпром". Проектът "Набуко" ще им позволи да бъдат независи-

ми износители на природен газ на пазарни цени. Докато тръбата на "Южен поток" (фиг. 7.2, 2.2) ще премине по дъното на Черно море, то трасето на "Набуко" преминава през страни с политическа нестабилност и верска нетърпимост (фиг. 7.1).




Фиг. 7.2. Геоложки проучвания по трасето на "Южен поток" с НИК "Академик" (юни, 2009) в Българската икономическа зона

Независимо от пасивите и активите на двата проекта, те гарантират на България и на останалите европейски страни възможност за избор и енергийна стабилност. Това стана ясно и на организираната в София на 24 и 25.04.2009 г. среща по инициатива на президента Георги Първанов, посветена на енергийната стабилност на тема "Природен газ за Европа – сигурност и партньорство". В приетата заключителна декларация на бизнесфорума се приветства реализацията на всички газови проекти в широкия Черноморски и Каспийски регион и Югоизточна Европа.

Нефтопроводът Бургас–Александруполис (фиг. 7.1) е един засега твърде оспорван проект, който цели преди всичко екологичната безопасност на проливите Босфор и Дарданели. Ежегодно през тях преминават танкери с около 130 млн. тона нефт, което застрашава сигурността на корабоплаването в проливите и Черно море. Българската общественост е обезпокоена преди всичко от екологичната сигурност на терминала в Бургаския залив, около който се разполагат атрактивните курорти и балнеосанаториуми. Екологичната еуфория, обзела прилежащите около залива общини, едва ли ще позволи на

правителството да се ориентира правилно и да вземе най-правилното решение.

И днес често се чуват апокалиптични вещания за близкия край на нефто-газовата ера и призиви за отказ от използването на нефта и природния газ и преминаването на индустриалното общество на алтернативни енергийни източници и суровини.

Все пак следва да се отчита, че световните запаси на нефт и природен газ непрекъснато нарастват, като само за 2007 г. техният прираст надвишава техния добив. Тези запаси се разработват от 807 172 броя сондажни установки, от които само за 2006 г. са добити около 4000 млн. тона нефт и 2800 млрд. $m^3$ природен газ, като при сегашните темпове на добив човечеството е обезпечено съответно за 45 и 62 години. Друг е въпросът за географското разпределение на тези богатства. Така например собствените извлекаеми запаси на нефт ще стигнат на Ирак за 247 години, на Кувейт за 143 години и т.н. (Reader, 2003, Гожик и др. 2007, Краюшкин, 2008). Аналогично е положението и с географското разпределение на природния газ. Неравномерното (за някои несправедливо) географско разпределение на природните ресурси като нефт и газ поставя болшинството страни по света, както и България, в крайно неблагоприятно положение.

Единственият изход, който се очертава на хоризонта, е търсенето на нетрадиционни енергийни източници, още повече че в обозримо бъдеще цените на тези ресурси ще растат непрекъснато. Търсенето на алтернативни (на нефта и газа) ресурси и перспективите за тяхното използване ще внесе успокоение за бъдещето на човечеството.

Незавидното състояние на проблема с усвояването на нетрадиционните енергийни суровини се дължи на две основни причини:

• На първо място е яростната съпротива на гигантските петролни и ядрени монополи, окупирали световния енергиен пазар;

• На второ място е сращането на енергийните монополи с управляващата политическа класа.

Нестабилното състояние на нашата енергетика се определя от многобройни фактори, като на първо място е липсата на собствени енергийни суровини.

Строителството на АЕЦ "Белене", рестартирането на III и IV блок на АЕЦ "Козлодуй", както и реанимирането на уранодобива ще

срещнат многобройни обструкции както от страна на ЕС, така и от страна на екологичните организации. Разгорялата се дискусия около съдбата на АЕЦ "Белене" до пълното отричане на нейното строителство е изключително вредна за нашата страна. Още повече че в близките 10 години АЕЦ "Козлодуй" (V и VI блок) ще изчерпят своя ресурс. Интересна е оценката на европейски експерти, които смятат, че ядрената енергетика в близките 50 години няма алтернатива, още повече че нейната безопасност непрекъснато нараства. Съществуващите ТЕЦ, които редовно обгазяват нашите градове и села, в близките няколко години ако не преминат на природен газ, ще бъдат закрити, което обрича нашата енергийна сигурност.

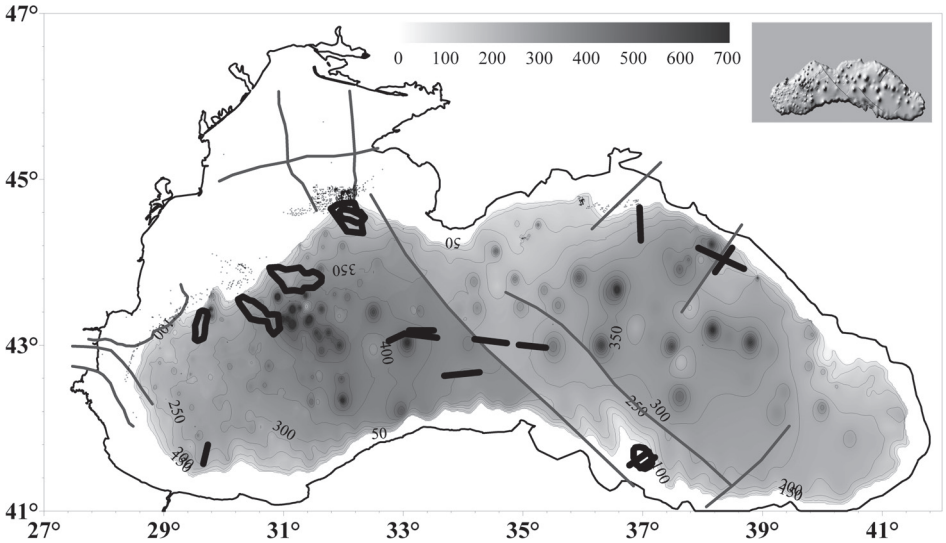
Превръщането на страната в енергиен кръстопът е изход за временно решаване на енергийните проблеми.

През последните 20 години бяха получени нови резултати в областта на нетрадиционните енергийно-суровинни ресурси на Черно море и авангардните технологии, които позволиха да се структурират няколко пилотни проекта.

На първо място е проектът за проучване и добив на метанов газ от газохидратните залежи на дъното на Черно море.

През 2006–2007 г. от страни като Канада, Норвегия, САЩ и Япония беше поставено началото на промишленото усвояване на принципно нов, нетрадиционен източник на метанов газ, считан за практически неизчерпаем – метанохидрати или газохдирати, съдържащи по някои оценки $113.10^{17}$ $m^3$ метан и $53.55x10^{17}$ $m^3$ подгазохидратен метанов газ. Газохидратите залягат в недрата на полярните области и в океанските утайки, които покриват 93–95% от дъното на Световния океан (Глумов и др. 2005; Шнюков и др. 2007; Краюшкин, 2008).

Газохидратите и подгазохидратният газ в Черно море представляват важен потенциален енергиен източник, който в недалечно бъдеще може да реши много от проблемите на българската и на европейската енергетика (фиг. 7.3) (Vassilev, 2006).




Фиг.7.3. Дебелина (в m) на зоната на стабилност на газовите хидрати в Черно море (резултат от "оптимистичния" модел) (Vassilev, 2006) и регистрираните BSR (черни линии и полигони)

Запасите на метанов газ от газохидратите по оценка на наши и руски специалисти възлизат на 25–50 трлн. $m^3$, докато запасите на конвенционалните въглеводороди възлизат на 1450,8 t. условно гориво (Шнюков, 2005; Vassilev, 2006). Към черноморските газохидрати интерес проявяват редица международни компании. Така например американската компания „Венко Интернешънъл" през 2007 г. печели открит търг, обявен от правителството на Украйна за изучаване и разработка на газохидрати на площ от 13000 $km^2$, разположени на дълбочина от 300 до 2000 m (Зиборов, 2008). Другите условия, по мнение на украинските учени, са твърде неизгодни и унизителни, без да се отчита приносът им в изучаването на газохидратите. Още по-обидно е, че в случая на промишлено откритие украинските потребители ще купуват енергийни суровини от собствените си месторождения, макар и с предимство, но по пазарни цени. А украинските учени и геологопроучватели едва ли някога ще получат разрешение за работа във въпросния лицензионен блок. Дали българските изследователи, работещи по черноморските газохидрати повече от 20 години, няма да споделят съдбата на своите украински колеги? Пред българския

бряг, в района на континенталния склон и абисалното дъно на дълбочини от 700 m до максималните дълбочини на морето и около 500 m под дъното се разкриват черни утайки, които съдържат кристали от газохидрати. Известно е, че от 1 $m^3$ газохидрат се отделят около 160 $m^3$ метан, като проблемът за добива на метанов газ от газохидрати е чисто технологичен. Около половината от Българската икономическа зона, която има площ 33,800 $km^2$ – е перспективна за разкриване на газохидрати и подгазохидратен газ (фиг. 4.7).

Изучаването на ДОМУ, които са обект на настоящия труд, за приложението им като комплексна суровина показва широки перспективи за използването им в агробиотехнологиите, нанотехнологиите, строителството, медицината и други области. В условията на хронични енергийни кризи и недостиг на качествени хранителни продукти е необходимо да се обърне особено внимание на нетрадиционните суровинни и енергийни ресурси. Един от важните фактори за екологично земеделие у нас е усвояването на практически неизчерпаемите запаси от естествен екологичен тор в Българската икономическа зона на Черно море.

Съществува реална опасност нашите достижения в изучаването на ДОМУ, както и създаденото ноу-хау, да се окажат собственост на компаниите, които извършват проучвания на нефт и газ в акваторията. Нашите изследвания по изучаване на ДОМУ се финансират от фонд "Научни изследвания" (Проект ДО-02-35), което дава възможност за ускорено внедряване на продукта като комплексна суровина в различни области на икономиката (Димитров, П. и др., 2007).

Черно море се явява мощен **ПРИРОДЕН ГЕОБИОТЕХНОЛОГИЧЕН РЕАКТОР**, способен да произвежда разнообразни природни ресурси. Черно море е най-голямото месторождение на $H_2S$ в света и представлява глобален източник за получаване на водород и сяра (фиг. 1.18).

По съществуващи данни общото количество на $H_2S$ в басейна е 40–50 млрд. тона, като само ежегодният му прираст съставлява $10^7$–$10^8$ тона. Съдържанието на сероводорода се изменя от 0,3 mg/l до 10–12 mg/l в придънния воден слой. В утайките на дъното съдържанието му варира от 100 до 240 mg/l. За илюстрация ще направим съпоставка на сероводорода с такъв висококалоричен източник като метана. При

изгаряне на 1 $m^3$ метан се отделят 8500 Kcal топлина, докато при изгаряне на 1 $m^3$ сероводород се отделят 5535 Kcal топлина (Dimitrov, Dimitrov, 2003). Анализът на възможностите на използването на сероводородния газ като енергиен ресурс показаха, че енергийните загуби са огромни и технологията не е екологично безопасна.

Усвояването на нови възобновяеми източници на енергия и получаването на водород и съпътстващи продукти от сероводорода в морската вода и утайки дава нова перспектива на водородната енергетика.

През 1989 г. в Севастопол беше учредена НПО "Енергетика" с цел усвояване на сероводородното богатство на Черно море. Първите разработки бяха посветени на плазменото и електролизното разлагане на $H_2S$, а също така и на прилагането на йоннообменни смоли и полимери за получаването на $H_2$ и S. Плазмената технология притежава редица предимства, тъй като при нея се отделят $H_2$ и S, докато при електролизата се отделят S и $H_2O$. Освен това при плазмената технология разходите на енергия са 5 пъти по-малко отколкото при електролизната, като първата е екологично безвредна. По-късно работите по извличането на $H_2S$ бяха прекратени.

От досегашните проучвания става ясно, че обработката на морската вода и утайките за получаване на $H_2$ и S може да се осъществи на място (*in situ*). Установките и необитаемите апарати, на които е монтирана полимерна лента, т.нар. полимерен модул, се спускат в сероводородната зона до максималната дълбочина на Черно море неколкократно, при което се извършва избирателна абсорбция на двете форми на сероводорода. Подводният апарат след изчерпване на мисията изплава на повърхността на морето, където се поема от плаващия завод. Полимерният модул (сорбент) се демонтира и преминава през плазмен регенератор, където сорбираните форми на $H_2S$ преминават в разтвор и възстановеният полимерен модул се спуска отново в морето. Разтвореният $H_2S$ преминава през херметически затворена плазмена камера, откъдето се отделят $H_2$ и S.

Предлаганата технология за добив на сероводород и регенерация на $H_2$ и S включва плаващ завод, необитаеми апарати, всеки от които включва: а)полимерен модул; и б)управленски модул.

Неограничените запаси на $H_2S$ в Черно море се явяват важно

предизвикателство към съвременните технологии за получаване на нов тип енергийни суровини, какъвто е $H_2$ и съпътстващите го продукти (S). Оценката на запасите на $H_2S$ ресурси възлиза между 2,88 до 4,18 млрд. тона, или 169–245 млн. тона $H_2$ и 2,7–3,9 млрд. т. S (Dimitrov, P. et al., 1999).

Нови нетрадиционни енергийни източници на природен газ се явяват природните газови факели. Предварителните оценки на мащабите на газоотделяне показват, че ежегодно от дъното се отделят около 150 млрд. $m^3$ метанов газ. Отделящият се природен газ от дъното преминава през водния слой и попада в атмосферата, където се явява сериозен замърсител и стимулира разрушаването на озоновия слой. Освен като поисков признак за търсене на нефт и газ, газовите факли могат да се разглеждат и като самостоятелен нискодебитен енергиен ресурс.

Изучаването на мащабите на газоотделяне ще доведе до създаването на нови решения и технически средства за каптиране и транспортиране на природния газ.

Освен за добив на газ газовите извори могат да служат и за изграждане на геодинамични полигони за ранно оповестяване на земетресения, особено в сеизмоактивните райони като Калиакренско–Шабленската сеизмична зона, където епицентровете на земетресенията се разполагат в морето.

Несъмнено предлаганите енергийни коридори ще допринесат за енергийната обезпеченост и сигурност на Балканите. Следва обаче да се има предвид огромният потенциал на нетрадиционните ресурси на Черно море, чието изучаване и усвояване ще обезпечат енергийното бъдеще на Европа.

# ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условията на прогресиращата деградация на природната среда вследствие на засиленото антропогенно въздействие от особена важност са палеогеографските реконструкции на условията на формиране на седиментния комплекс през плейстоцен-холоцена. Редуването на природните събития, макар и с различна интензивност на проява, дава възможност за реални съпоставки и прогнози на бъдещите геологически събития.

Процесите на формиране на седиментния комплекс от западната част на Черно море през плейстоцена и холоцена протичат на фона на редуващите се трансгресии и регресии на басейна при сложното съчетание на евстатични, геократични и хидродинамични фактори. Най-добре се проявяват посочените фактори на шелфа, където колебанията на морското равнище се отразяват при формиране на отделните типове утайки. Всяка трансгресия, както и всяка регресия, срязва в една или друга степен по-рано натрупаните седименти, като често не остават следи от утайки. В повечето случаи на шелфа и особено на неговата периферия се срещат реликти само от регресивен тип утайки. Отделните етапи от развитието на басейна се определят не само по данни от биостратиграфските изследвания, но и по редица геохимични показатели.

В западната част на Черно море седиментационните процеси протичат под влиянието на твърдия отток на реките Дунав, Днепър, Днестър и обширните подхранващи провинции, основният материал от които се отлага на шелфа. Седиментационните процеси в дълбоководната част на басейна се определят, от една страна, от високата биологична продуктивност и, от друга страна, от финодиспергирани частици (слюди, кварц, фелдшпати), които образуват органогенно-минерални смеси.

От посоченото дотук става ясно, че характерът на седиментационните процеси през различните етапи се определя от измененията в климатичните условия, а оттам и от промените на морското ниво.

Климатът контролира и характера на диагенетичните процеси. През топлите хумидни фази се създават благоприятни условия както за постъпване на значителни количества елементи в подвижна форма, така и за тяхната седиментация и разпределение в седиментите.

По същото време благодарение на интензивния отток на хранителни соли от подхранващите провинции и Средиземно море рязко се увеличава количеството на фитопланктона, вследствие на което утайките се обогатяват на органичното вещество, което пък от своя страна е важен енергетичен източник за диагенетичните процеси.

Засега най-добре са изучени утайките, формирани през последните 25–30 000 години в условията на вюрмското заледяване и следледниковата (холоценска) трансгресия. В условията на заледяване преобладава теригенната седиментация. Тя се обуславя от засилването на ерозионните процеси при ниско равнище на басейна. Много от устията на реките при това положение се оказват на ръба на шелфа и влачените наноси постъпват направо на континенталния склон и абисалното дъно. Засилва се ролята на суспензионните потоци. Коренни изменения настъпват в междуледниково време, когато при високо ниво на морето шелфът е своеобразен трансформатор и филтратор на теригенния материал.

Интересен е фактът, че по състав основните компоненти, отделно за ледниковите и междуледникови епохи, имат много близки стойности, което свидетелства за еднотипните условия на тяхното формиране.

За Черноморския басейн през целия плейстоцен и холоцена са характерни високи темпове на седиментация, които превишават многократно темповете на седиментация в океанските акватории. Това до голяма степен се определя от площта на подхранващите провинции. Докато на 1 $m^2$ от дъното на океана се пада 0,4 $m^2$ водосборна суша, то на 1 $m^2$ от Черно море се пада 4,4 $m^2$, т.е. 11 пъти повече. През различните етапи седиментационните процеси протичат както в условия на сероводородно заразяване, така и в условия на нормална аерация.

Обикновено през трансгресивните цикли при проникване на солени води в пресноводното езеро-море водните маси се разслояват, което води до появяването на сероводород в придънните води. Известно е, че през плейстоцена подобно проникване на средиземноморски води е ставало най-малко 4 пъти. Би трябвало да се очаква, че по това време, както и днес, седиментационните процеси са се извършвали в условията на сероводородно заразяване. Убедителни доказателства в това отношение липсват. Една от възможностите е изучаването на

нискомагнезиалните калцити в дълбоководните седименти на по-старите формации, които могат да се окажат важен репер за процесите на сероводородообразуване.

Един от съществените фактори на седиментация, който оказва значително влияние на формирането на съвременните геоложки тела, е антропогенният фактор. Антропогенезата обхваща всички земни обвивки, като най-чувствителни на нейното въздействие са водните маси и съвременните утайки. Годишно в акваторията от западната част на Черно море се изхвърлят около 10 000 t, което прави на 1 $km^2$ около 0,6 t твърди отпадъци от различен произход. В Черно море могат да се отделят следните видове замърсяване:

• твърди предмети – бутилки, консервни кутии, пластмаси, кабели, замърсени седименти, метални предмети и др.;

• нефтопродукти и други органични вещества;

• повърхностно-активни вещества;

• торове и различни соли;

• метали;

• радионуклиди.

Първият вид замърсяване се диагностира по данни от подводните фотоснимки. Особено силно е антропогенното натоварване с твърди отпадъци на шелфа – в заливите и фарватерите. В дълбоководната част количеството на отпадъци е значително по-малко, но често се срещат контейнери с неидентифициран произход.

Нефт и нефтопродукти в повишени концентрации се срещат в почти всички дънни проби от Бургаския и Варненския залив. Аналогично е положението с повърхностно-активните вещества и тежките метали (Hg, Zn, Cu, Pb), чиито концентрации са високи в прибрежните райони с развита промишленост.

По такъв начин, наред с естествените фактори на формиране на седиментите, следва да се отчита и ролята на антропогенните, които в много случаи се превръщат в определящи, още повече в условията на прогресивното нарастване количествата на твърдите отпадни продукти.

В резултат на обработката и анализа на обширна океанографска и геоложка информация са изяснени основните закономерности на формиране на седиментния комплекс. Разглеждат се възможностите

за образуване на полезни изкопаеми от разсипен тип и строителни материали, а също така и възможностите за използване на дълбоководните органогенно-минерални утайки в националното стопанство през призмата на геоекологичния подход.

В заключение могат да се направят следните изводи:

• Основен източник на седиментен материал на шелфа от западната част на Черно море през различните етапи на плейстоцена и холоцена са реките от северозападната част (Дунав, Днепър, Днестър, Южен Буг). За сметка на абразията и наносния отток на реките от нашето крайбрежие годишно постъпва около $1{,}2.10^6$ t теригенен материал, който формира плажовите и прибрежните утайки.

• Необосновано се подценява ролята на ендогенните източници на седиментен материал и пресни подземни води от дъното на Черно море, които играят съществена роля в общия баланс на басейна.

• В западната част на басейна са обособени чаудински, древноевксински, карангатски, новоевксински и холоценски етапи в неговото развитие, които съответстват на глобалните природоклиматични цикли.

• Изяснени са условията за формиране на полезни изкопаеми през отделните етапи.

• Дълбоководната седиментация през различните етапи на плейстоцена и холоцена изменя своя характер и интензивност. През междуледниковите времена се формират главно органогенно-минерални тини, обусловени от високата продуктивност на планктона, докато през ледниковите времена преобладава теригенната седиментация.

• Дълбоководните органогенно-минерални утайки от дъното на Черно море и особено сапропелите са продукт на геокатастрофалните събития и са резултат на хемосинтез и метанотрофия в условията на сероводородно заразяване, което води до консервация на органично вещество.

• Дълбоководните органогенно-минерални утайки (сапропелни, диатомови, коколитови) са важна суровина за националното стопанство. Първите опити за използването им като естествен екологичен тор, биопрепарати и за други цели дават добри резултати. В ДОМУ

се съдържат главните елементи на плодородието в лесно усвоима от растенията форма.

• Експлоатацията на ДОМУ като геоекологичен ресурс преминава през задълбочена екологична експертиза, като се счита, че добивът им няма да доведе до нарушаване на съществуващото равновесие на природните геологически тела и няма да причини вреда на морските екосистеми.

По-важни резултати:

• Изяснена е палеогеографската обстановка на Черноморския басейн през горния плейстоцен и холоцена, условията на формиране на полезни изкопаеми и връзката им с геокатастрофалните събития;

• Представени са убедителни доказателства за природни събития с катастрофални последици, протекли на границата плейстоцен–холоцен;

• Изяснени са произходът, вещественият състав и свойствата на ДОМУ и тяхната характеристика като нетрадиционен суровинен ресурс;

• Изучени са областите на приложение на ДОМУ и са представени резултати от тяхното внедряване като комплексна и агробиологична суровина. Получените по-високи добиви при използването на ДОМУ дават възможност те успешно да заменят генномодифицираните организми (ГМО).

• Извършена е предварителна оценка на запасите на ДОМУ в изключителната икономическа зона на България в Черно море, минно-техническите условия и технологията за техния добив;

• Предлага се в суровинния баланс на страната да бъде включена нов вид комплексна суровина с многоцелево приложение.

На базата на представеното в настоящата книга ноу-хау нашата страна има изключителния шанс да задоволява не само своите нужди от естествени органогенно–минерални торове, но и да се превърне в износител на продукция за страните от ЕС и арабския свят.

# ПРИЛОЖЕНИЕ 1

| Species Analyzed | raw age $^{14}C$ Сурова $^{14}C$ възраст | Error Грешка | Ascension № | Reservoir and detrital corrected age Резервоарна и детритусна корекция | Calibrated Age Калибрирана възраст |
|---|---|---|---|---|---|
| | (yr BP) | (yr) | | (yr BP) | (calendar yr BP) |
| *Modiolus phaseolinus* | 3400 | | В.Х. | 2680 | 2810 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6890 | 630 | ИОАН-157 | 6170 | 7130 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 7480 | 540 | ИОАН-153 | 6760 | 7600 |
| *Dreissena rostriformis distincta* | 20740 | | ИОАН-155 | | |
| *Dreissena rostriformis distincta* | 27295 | 1120 | ИОАН-154 | | |
| *Dreissena* | 10670 | | В.Х. | 9950 | 11100 |
| *Modiolus phaseolinus* | 4020 | | В.Х. | 3300 | 3590 |
| *Dreissena* | 17080 | 510 | ИОАН-150 | 16360 | 19300 |
| *Dreissena* | 14610 | 200 | ИОАН-802 | 13890 | 16700 |
| *Dreissena* | >31420 | | ИОАН-794 | | |
| *Dreissena rostriformis distincta* | >30170 | | ИОАН-792 | | |
| *Modiolus phaseolinus* | 3780 | | В.Х. | 3060 | 3370 |
| *Dreissena* | 11590 | 240 | ИОАН-791 | 10870 | 12850 |
| *Dreissena* | 11710 | 1100 | ИОАН-161 | 10990 | 12950 |
| *Dreissena* | >29650 | | ИОАН-790 | | |
| *Dreissena rostriformis distincta* | >26950 | | ИОАН-162 | | |
| *Dreissena* | 27780 | | ИОАН-164 | | |
| *Dreissena rostriformis distincta* | >28100 | | ИОАН-165 | | |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *Modiolus phaseolinus* | 3450 | | B.X. | 2730 | 2890 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6800 | | B.X. | 6080 | 6950 |
| *Dreissena* | 11430 | 330 | ИОАН-787 | 10710 | 12700 |
| *Dreissena* | 17180 | 300 | ИОАН-788 | 16460 | 19450 |
| *Mytilus galloprovincialis* << *Modiolus phaseolinus* | 5430 | 65 | МГУ-667 | 4710 | 5510 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6150 | 70 | МГУ-677 | 5430 | 6290 |
| *Mytilus galloprovincialis* *Dreissena polymorpha* *Monodacna caspia* | 8080 | 20 | МГУ-676 | 7360 | 8180 |
| *Dreissena polymorpha* | 9660 | 70 | МГУ-675 | 8940 | 10000 |
| Купцов М. и др., 1979, Определения абсолютного возраста, В: Геология и гидрология западной части Черного моря, С., с.91–93. Николаев С.и др., 1980, Об абсолютном возрасте позднечетвертичных осадков шельфа, В: Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря, С., с.223–229. Димитров П., 1982, Радиовъглеродни датировки на дънни утайки от българския черноморски шелф, БАН, Океанология, 9, с.45–53. | | | | | |
| *Monodacna caspia* | 7130 | 40 | OS-2321 | 6410 | 7330 |
| *Cardium edule* | 7140 | 45 | OS-2322 | 6420 | 7330 |
| *Cardium edule* | 7100 | 40 | OS-2323 | 6380 | 7290 |
| *Cardium edule* | 7140 | 45 | OS-2325 | 6420 | 7330 |
| *Dreissena rostriformis* | 11350 | 45 | OS-2324 | 10630 | 12600 |
| *Dreissena rostriformis* | 10000 | 50 | OS-2326 | 9280 | 10340 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 5800 | 115 | | 5080 | 5850 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6470 | 30 | | 5750 | 6590 |
| *Cardium exigum* | 6910 | 45 | | 6190 | 7090 |
| *Monodacna caspia* | 7220 | 45 | OS-2357 | 6500 | 7400 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6860 | 35 | | 6140 | 7070 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6860 | 45 | OS-2357 | 6140 | 7070 |
| *Dreissena rostriformis* | 10400 | 55 | OS-2358 | 9680 | 10980 |
| *Dreissena rostriformis* | 10800 | 65 | OS-2359 | 10080 | 11650 |
| *Dreissena rostriformis* | 14700 | 65 | OS-2360 | 13980 | 16800 |

| Ryan W. et al., 1997, An abrupt drowning of the Black Sea shelf, Marine Geology, 138, p.119–126. | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TOC = Total Organic Carbon | 825 | 45 | AA4721 WHG-516 | 185 | 175±140 |
| TOC = Total Organic Carbon | 1180 | 50 | AA4967 WHG-550 | 540 | 550±95 |
| TOC = Total Organic Carbon | 1910 | 60 | AA4732 WHG-517 | 1270 | 1200±130 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2430 | 50 | AA4968 WHG-551 | 1790 | 1760±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3640 | 70 | AA4733 WHG-518 | 3000 | 3240±170 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1000 | 100 | AA4637 WHG-498 | 280 | 300±100 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 960 | 65 | AA4638 WHG-499 | 240 | 270±140 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1790 | 65 | AA4639 WHG-500 | 1070 | 1030±140 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 2170 | 90 | AA4640 WHG-501 | 1450 | 1400±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 3350 | 70 | AA4641 WHG-503 | 2630 | 2830±170 |
| TOC = Total Organic Carbon | 390 | 50 | AA4721 WHG-516 | | |
| TOC = Total Organic Carbon | 980 | 50 | AA4721 WHG-516 | 340 | 380±100 |
| TOC = Total Organic Carbon | 1890 | 50 | AA4721 WHG-516 | 1250 | 1180±120 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2310 | 55 | AA4721 WHG-516 | 1670 | 1640±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3000 | 55 | AA4721 WHG-516 | 2360 | 2500±160 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1270 | 50 | AA4721 WHG-516 | 550 | 550±100 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1370 | 50 | AA4721 WHG-516 | 650 | 610±100 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TCC= Total Carbonate fraction | 1990 | 50 | AA4721 WHG-516 | 1270 | 1200±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 2490 | 50 | AA4721 WHG-516 | 1770 | 1740±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 3540 | 50 | AA4721 WHG-516 | 2820 | 3020±160 |
| TOC = Total Organic Carbon | -390 | 55 | AA4728 WHG-505 | | |
| TOC = Total Organic Carbon | 840 | 100 | AA4215 WHG-411 | 200 | 210±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 1120 | 100 | AA4214 WHG-406 | 480 | 480±130 |
| TOC = Total Organic Carbon | 1990 | 70 | AA4220 WHG-407 | 1350 | 1290±140 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2420 | 60 | AA4222 WHG-409 | 1780 | 1750±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 845 | 55 | AA4223 WHG-410 | 205 | 210±130 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2810 | 65 | AA4729 WHG-506 | 2170 | 2220±170 |
| TCC= Total Carbonate fraction | -70 | 65 | AA4642 WHG-504 | | |
| TCC= Total Carbonate fraction | 860 | 45 | AA4006 WHG-386 | 140 | 160±110 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1000 | 100 | AA4213 WHG-385 | 280 | 320±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 1830 | 100 | AA4212 WHG-384 | 1110 | 1060±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 2290 | 100 | AA4211 WHG-382 | 1570 | 1520±170 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 3100 | 100 | AA4217 WHG-380 | 2380 | 2520±180 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2760 | 60 | AA5862 WHG-832 | 2120 | 2180±190 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3410 | 60 | AA5863 WHG-845 | 2770 | 2950±160 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TOC = Total Organic Carbon | 4850 | 80 | AA5864 WHG-839 | 4210 | 4790±190 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7010 | 100 | AA5442 WHG-683 | 6370 | 7250±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7300 | 80 | AA5460 WHG-684 | 6660 | 7500±120 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 4770 | 80 | AA5858 WHG-820 | 4050 | 4620±170 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 4680 | 50 | AA5859 WHG-821 | 3960 | 4490±180 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 8040 | 100 | AA5438 WHG-672 | 7320 | 8130±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 12500 | 130 | AA5464 WHG-673 | 11780 | 13700±220 |
| TOC = Total Organic Carbon | 6840 | 110 | AA5439 WHG-674 | 6200 | 7060±160 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7210 | 70 | AA5456 WHG-675 | 6570 | 7420±120 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 8640 | 130 | AA5434 WHG-665 | 7920 | 8790±240 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 15300 | 140 | AA5453 WHG-666 | 14580 | 17500±210 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2660 | 60 | AA5865 WHG-841 | 2020 | 2040±160 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3210 | 50 | AA5872 WHG-842 | 2570 | 2710±160 |
| TOC = Total Organic Carbon | 5220 | 60 | AA5873 WHG-843 | 4580 | 5290±180 |
| TOC = Total Organic Carbon | 6610 | 100 | AA5440 WHG-676 | 5970 | 6830±170 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7290 | 120 | AA5465 WHG-677 | 6650 | 7490±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 3800 | 50 | AA5860 WHG-822 | 3080 | 3340±160 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 4360 | 50 | AA5867 WHG-824 | 3640 | 4050±170 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TCC= Total Carbonate fraction | 9390 | 130 | AA5435 WHG-667 | 8670 | 9700±180 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 13200 | 80 | AA5868 WHG-825 | 12480 | 14600±220 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7050 | 80 | AA5466 WHG-681 | 6410 | 7280±120 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 18300 | 230 | AA5463 WHG-663 | 17520 | 20900±365 |
| TOC = Total Organic Carbon | 4620 | 70 | AA4734 WHG-519 | 3980 | 4530±190 |
| TOC = Total Organic Carbon | 5380 | 70 | AA4735 WHG-520 | 4740 | 5470±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 6640 | 60 | AA4741 WHG-523 | 6000 | 6860±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7200 | 80 | AA5459 WHG-682 | 6560 | 7410±120 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7290 | 90 | AA4730 WHG-510 | 6650 | 7490±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 13900 | 100 | AA5457 WHG-679 | 13180 | 15700±240 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 12100 | 120 | AA4643 WHG-508 | 11380 | 13300±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 4370 | 60 | AA5887 WHG-846 | 3730 | 4170±180 |
| TOC = Total Organic Carbon | 5240 | 60 | AA5888 WHG-847 | 4600 | 5330±180 |
| TOC = Total Organic Carbon | 6100 | 60 | AA5945 WHG-889 | 5460 | 6270±140 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7130 | 60 | AA5889 WHG-848 | 6490 | 7350±120 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7560 | 70 | AA5890 WHG-849 | 6920 | 7740±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 10200 | 70 | AA5892 WHG-826 | 9480 | 10700±190 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 12820 | 80 | AA5893 WHG-827 | 12100 | 14100±190 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TOC = Total Organic Carbon | 4560 | 60 | AA5454 WHG-668 | 3920 | 4430±190 |
| TOC = Total Organic Carbon | 5690 | 70 | AA5455 WHG-669 | 5050 | 5810±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 6390 | 70 | AA5002 WHG-622 | 5750 | 6575±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7500 | 110 | AA5436 WHG-670 | 6860 | 7690±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7640 | 80 | AA4731 WHG-512 | 7000 | 7800±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 10900 | 100 | AA5433 WHG-662 | 10180 | 11900±300 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 16500 | 120 | AA4749 WHG-511 | 15780 | 18700±170 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2380 | 60 | AA5934 WHG-885 | 1740 | 1700±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3030 | 50 | AA5935 WHG-886 | 2390 | 2520±150 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7450 | 60 | AA5936 WHG-887 | 6810 | 7640±130 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7550 | 70 | AA5937 WHG-888 | 6910 | 7730±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 3940 | 60 | AA5939 WHG-875 | 3220 | 3510±150 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 7510 | 70 | AA5940 WHG-876 | 6790 | 7620±130 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 7560 | 60 | AA5941 WHG-877 | 6840 | 7660±120 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 13100 | 100 | AA5942 WHG-878 | 12380 | 14500±230 |
| TOC = Total Organic Carbon | 2810 | 70 | AA5879 WHG-854 | 2170 | 2200±170 |
| TOC = Total Organic Carbon | 3430 | 60 | AA5880 WHG-855 | 2790 | 2980±160 |
| TOC = Total Organic Carbon | 5080 | 60 | AA5882 WHG-857 | 4440 | 5120±170 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| TOC = Total Organic Carbon | 7090 | 100 | AA5873 WHG-862 | 6450 | 7320±140 |
| TOC = Total Organic Carbon | 7230 | 60 | AA5874 WHG-863 | 6590 | 7440±110 |
| TCC= Total Carbonate fraction | 7110 | 80 | AA5877 WHG-831 | 6390 | 7270±120 |
| TCC = Total Carbonate fraction | 6300 | 60 | AA5878 WHG-835 | 5580 | 6400±140 |
| TCC = Total Carbonate fraction | 7610 | 60 | AA5869 WHG-836 | 6890 | 7710±130 |
| TCC = Total Carbonate fraction | 11500 | 70 | AA5870 WHG-837 | 10780 | 12700±140 |
| Jones G., Gagnon A., 1994, Radiocarbon chronology of Black Sea sediments, Deep-Sea Research,5.41,№3,pp.531–557 | | | | | |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 15550 | 120 | OS-21646 | 14830 | 17800 |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 10800 | 75 | OS-21647 | 10080 | 11650 |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 10450 | 70 | OS-21648 | 9730 | 11020 |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 10450 | 70 | OS-21649 | 9730 | 11020 |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 10400 | 70 | OS-21650 | 9680 | 10980 |
| *Dreissena rostriformis.*var. *distincta* | 10500 | 70 | OS-21651 | 9780 | 10040 |
| *Trophonopsis breviata* | 2800 | 45 | OS-21652 | 2080 | 2050 |
| *Bittium reticulatum* | 3860 | 50 | OS-21653 | 3140 | 3410 |
| *Abra ovata* | 4130 | 45 | OS-21654 | 3410 | 3730 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6820 | 55 | OS-21655 | 6100 | 6990 |
| *Parvicardium exiguum* | 3190 | 50 | OS-21656 | 2470 | 2690 |
| *Turricaspia caspia lincta* | 12100 | 85 | OS-21657 | 11380 | 13350 |
| *Turricaspia caspia lincta* | 9310 | 65 | OS-21658 | 8590 | 9550 |
| *Turricaspia caspia lincta* | 7460 | 55 | OS-21659 | 6740 | 7600 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *Turricaspia caspia lincta* | 7590 | 55 | OS-21660 | 6870 | 7700 |
| *Turricaspia caspia lincta* | 7480 | 55 | OS-21661 | 6760 | 7600 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 4830 | 45 | OS-22454 | 4110 | 4650 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6470 | 45 | OS-22455 | 5750 | 6590 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 6020 | 45 | OS-22456 | 5300 | 6050 |
| *Mytilus galloprovincialis* | 4000 | 45 | OS-22457 | 3280 | 3590 |
| Ballard R.D. et al., 2000, Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf, Marine Geology, 170, p.253–261 | | | | | |
| Peat | 8090 | 120 | | | |
| Wood | 7230 | 260 | | | |
| Shell | 5980 | 120 | | 5260 | 6010 |
| Wood | 2810 | 125 | | | |
| Shell | 4900 | 180 | | 4180 | 4770 |
| Shell | 5810 | 160 | | 5090 | 5850 |
| Gorur N. et al., 2001, Is the abrupt drowning of the Black Sea shelf at 7150 yr BP a myth? Marine Geology 176, p.65–73 | | | | | |
| *Mytilus* spp. | 5680 | 60 | TO-7782 | 4960 | 5710 |
| *Mytilus* spp. | 5780 | 60 | TO-7783 | 5060 | 5810 |
| White mussel | 33550 | 330 | TO-7784 | | |
| *Mytilus* spp. | 5460 | 70 | TO-9137 | 4740 | 5470 |
| *Cardium* spp. | 6600 | 60 | TO-9088 | 5880 | 6770 |
| *Mytilus* spp. | 2160 | 60 | TO-9138 | 1440 | 1400 |
| *Mytilus* spp. | 7770 | 70 | TO-9089 | 7050 | 7940 |
| *Mytilus* spp. | 5780 | 70 | TO-9139 | 5060 | 5810 |
| *Mytilus* spp. | 6590 | 70 | TO-9090 | 5870 | 6770 |
| *Mytilus* spp. | 5740 | 60 | TO-9525 | 5020 | 5790 |
| *Mytilus* spp. | 6760 | 60 | TO-9526 | 6040 | 6930 |
| Aksu A.E. et al., 2002, Seismic stratigraphy of Late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: evidence for non-catastrofic variations in sea-level during the last~10000 yr, Marine Geology, 5.190, Iss.1–2, p.61–94. | | | | | |
| *Turricaspia* | 10640 | 80 | ETH-23298 | 9920 | 11120 |

| | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|
| *Dreissena* | 11410 | 110 | ETH-23299 | 10690 | 12650 |
| *Dreissena* | 12310 | 95 | ETH-23156 | 11590 | 13550 |
| *Dreissena* | 12790 | 110 | ETH-23300 | 12070 | 14150 |
| *Dreissena* | 12920 | 100 | ETH-23301 | 12200 | 14300 |
| *Dreissena* | 14010 | 100 | ETH-22157 | 13290 | 15950 |
| *Dreissena* | 14950 | 100 | ETH-21127 | 14230 | 17100 |
| *Dreissena* | 17760 | 130 | ETH-23302 | 17040 | 20200 |
| *Dreissena* | 20580 | 150 | ETH-21128 | 19860 | >23000 |
| Major et al., 2002, Constrains on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglaciel transition. Marine Geology, 5.190, Iss.1–2, p.19–34. | | | | | |

Трябва да се има предвид, че при това калибриране не е отчетена дълбочината, от която е взета пробата. Най-новите тенденции показват, че тя трябва да се отчита.

Калибрирането на конвенционалните $^{14}C$ години в календарни години тук е извършено:

- след нанасянето на корекции за "резервоарен ефект" – 60 години за сумарен органичен въглерод и 460 години за сумарен карбонатен въглерод и за "детритусен въглероден отток" – 580 години за сумарен органичен въглерод и 260 години за сумарен карбонатен въглерод по Jones, Gagnon (1994) на конвенционалните $^{14}C$ години, което е абсолютно задължително, когато се работи с конвенционални $^{14}C$ години и след което те се превръщат в коригирани конвенционални $^{14}C$ години;

- калибриране чрез използване на калибрационната крива за сушата на Stuiver and Braziunas (1993).

# ПРИЛОЖЕНИЕ 2

Опис на дълбоководните утайки (ДОМУ)

**<u>C – 28</u> d – 1020 m φ=42º18′2″N λ=28º43′4″E Ia +Ib =80 cm**

**Ia** – От 0 до 15 cm – тиня коколитофоридова, белезникава до бежова с полутечна консистенция.

**Ib**– От15 до 59 cm – тиня сапропелоподобна, представена от растителен (планктон) детрит, слабо литифициран.

**Ib** – От 59 до 80 cm – типичен сапропел.

**Ic** – От 80 до 180 cm – новоевксин.

**<u>C – 29</u> d – 1180 m φ=42º16′5″N λ=28º44′3″E Ia+Ib=80 cm**

**Ia** – От 0 до 24 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава с коколитофориди, с полутечна консистенция.

**Ib** – От 24 до 80 cm – тиня сапропеловидна.

**Ic** – От 80 до 100 cm – тиня мазна, сива до сиво-бяла, с редки, послойни образувания от автогенни сулфиди в интервал: 81–82 cm.

**Ic** – От 100 до 164 cm – тиня, сиво-белезникава до черна в местата на натрупване на железни сулфиди, особено интензивно в интервала 110–115 cm. В края на интервала тинята постепенно става кремава.

**<u>C – 30</u> d – 1110 m φ=42º15′5″N λ=28º45′0″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic –** От 0 до 45 cm – тиня сива до черна (новоевксин) със значително натрупване на автогенни Fe сулфиди и коломорфни образувания от тях, в интервал: 30–45 cm постепенно намаляване количеството на автогенните Fe сулфиди. От 45–80 cm – пелитова тиня, сива до светлосива (новоевксин), плътна мазна. Проба 65–70 cm, за гранометрия 70–80 cm – отсъстват съвременни утайки. Тръбата навлиза направо в новоевксински плътни глини, силно наситени на автогенни Fe сулфиди.

**<u>C – 31</u> d – 965 m φ=42º13′9″N λ=28º45′ 6″E Ia+Ib=50 cm**

**Ia, b** – От 0 до 50 cm – холоцен, белезникави коколитофоридови тини и сапропелоподобни тини.

**Ic** – От 50 до 120 cm – пепелитова тиня, сива до тъмносива с послойно редуване с прослойки с дебелина 0,5 cm. Наблюдават се петна и гнезда от Fe сулфиди. В интервал 0–50 cm ядката е опорочена.

**<u>C – 32</u> d – 1060 m φ=42º11′7″N λ=28º46′4″E Ia+Ib=40 cm**

**Ia** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, тъмносива до полутечна.

**Ib** – От 5 до 40 cm – тиня сапропелоподобна с добре изразена слоистост, редуване на слоеве от теригенна тиня и органогенно вещество (планктон).

**Ic** – От 40 до 47 cm – автогенни Fe сулфиди с рязък контакт с горния хоризонт.

**Ic –** От 47 до 222 cm – пелитова кремава тиня, мощна, плътна без изразена слоистост с редки включвания от железни сулфиди и някои прослои от тях.

**<u>C – 33</u> d – 950 m φ=42º09′9″N λ=28º47′6″E Ia+Ib=63 cm**

**Ia** – От 0 до 2 cm – пелитова тиня, полутечна, сиво-кафеникава.

**Ia** – От 2 до 14 cm – тиня, коколитофоридова, редуване на слоеве от коколитофоридова и сива теригенна тиня. От 14–20 cm – редуване на прослои от коколити и сапропелна тиня.

**Ib** – От 20 до 63 cm – сапропелоподобна тиня, в началото на интервала е неясно изразена слоистост. В интервала 40–63 cm – ясно изразена слоистост, 60–63 cm – две прослойки от коколитофориди, с тях завършва разреза на сапропела.

**Ic** – От 63 до 140 cm – пелитова тиня, сива до тъмносива с петнисто разпространение на автогенни Fe сулфиди, на места се очертават слоеподобни образования.

**Ic** – От 140 до 203 cm – хоризонт с масово разпространение на хидротроплит, редуване на хидротроилитни прослои с теригенна тиня, в интервала 140–160 cm. Хидротроилитните образувания са компактни, плътни. В интервала 160–203 cm хидротроилитните образувания са лещовидни.

**<u>C – 34</u> d – 1100 m φ=42º11′3″N λ=28º50′6″E Ia+Ib=66 cm**

**Ia** – От 0 до 9 cm – пелитова тиня, полутечна с петна и примазки от хидротроилит – светлокафеникав до тъмносив.

**Ib** – От 9 до 14 cm – коколитофоридова мекопластична тиня, сиво-белезникава до бяла; без ясна слоистост.

**Ib** – От 14 до 66 cm – сапропелоподобна тиня, кафява до тъмнокафява с редуване на по-светлосиви теригенни прослойки с тъмно-

кафяви органогенни ивици, постепенно уплътняване в дълбочина. В инт. 40–45 cm проба за физико-механични свойства. В инт. 64–66 cm и в инт. 19–20 cm се наблюдават добре изразени прослойки от колитите.

**Ic** – От 66 до 125 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава, с редки примазки и гнезда от хидротроилит.

**Ic** – От 125 до 215 cm – редуване на хидротроилитови прослойки и сива пелитова глина.

**Ic** – От 215 до 265 cm – пелитова тиня, (окислена) кремава, с редки лещи от автогенни Fe сулфиди.

**<u>C – 35</u> – 1330 m φ=42°13′0″N λ=28°50′5″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 136 cm – тиня, плътна, сиво-белезникава, новоевксинска с неправилни петна и примазки от хидротроилит. По целия разрез се наблюдават зърна, неогладени, с гравийно-чакълни размери и късчета от глина с преотложен характер, черупки от Dreissena 70–71 cm.

**<u>C – 36</u> d – 1280 m φ=42°14′4″N λ=28°50′2″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 5cm – пелитова тиня, полутечна, светло – до тъмносива новоевксинска размита тиня.

От 5 до 230 cm – пелитова тиня, плътна мазна, наблюдават се изменения в цветовете, в инт. 5–86 cm тинята е сива до сиво-черна, с прослои и примазки от автогенни Fe сулфиди. Наблюдават се струпвания хидротроилит, наподобяващи конкреции с диаметър до 10 mm, рушими лесно, в инт. 86–110 cm и инт. 125–190 cm тинята е кремава с прослои и примазки от сулфиди. Количеството на прослоите и примазките от сулфиди се запазват, като в тях също се намират гнезда подобни на конкреции с големина на бобено зърно. В инт. 110–125 cm и инт. 190–230 cm сива пелитова тиня с по-редки включения от хидротроилит. Най-голямо набогатяване на сулфиди има в инт. 5–64 cm. Инт. 14–64 cm фотографиран.

**<u>C – 37</u> d – 1300 m φ=42°15′3″N λ=28°49′4″E Ia+Ib=0 cm**

Коренна скала.

**<u>C – 38</u> d – 1300 m φ=42°16′5″N λ=28°48′8″E Ia+Ib=108 cm**

**Ia** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, полутечна, тъмно сива.

**Ib** – От 5 до 32 cm – редуване на мощни прослои от коколити със сапропелни слоеве. В началото на интервала прослоите са неясни.

**Ib** – От 32 до 107 cm – тиня, сапропеловидна рахла в горната част на интервала и добре уплътнена с ясни прослои в долната половина, в края на инт. (105 cm) прослойка от коколити с дебелина 1 mm, на отделни места костни останки от риби.

**Ib** – От 107–108 cm – тиня, (бугазка), пелитова, кафеникава теригенна, с постепенен преход от коколити.

**Ic** – От 108 до 140 cm – пелитова тиня, теригенна (новоевксин) с неправилни прослои от автогенни Fe сулфиди, леко пластична, в инт. 115–120 cm се наблюдава прослойка от кремава тиня.

**<u>C – 39</u> d – 1400 m φ=42°17′5″N λ=28°48′5″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 41 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава, мазна, плътна с редки петна и примазки от автогенни Fe сулфиди, на дълбочина 23 cm конседиментационни пукнатини, запълнени с Fe сулфиди.

**Ic** – От 41 до 55 cm – пелитова тиня с гнезда и послойни образувания от Fe сулфиди.

**Ic** – От 55 до 97 cm – пелитова тиня, мазна, плътна сиво-белезникава до тъмна, с редки прослои и петна от хидротроилит. Изцяло новоевскин. Отсъства холоцен.

**<u>C – 40</u> d – 1550 m φ=42°19′1″N λ=28°47′5″E Ia+Ib=76 cm**

**Ia** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, полутечна, тъмно сива с рязък контраст с долу лежащата коколитофоридова тиня.

**Ib** – От 5 до 26 cm – редуване на коколитофоридова тиня със слабо литифицирани сапропелни утайки.

**Ib** – От 26 до 76 cm – сапропел.

**Ic** – От 76 до 136 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава, с редки примазки от хидротроилит и прослойки от по-тъмна тиня.

**Ic** – От 136 до 212 cm – редуване на сиво-белезникава пепелитова тиня с прослои (до 10 cm) от хидротроилит, особено набогатен е в инт. 140–162 cm, в инт. 200–212 cm тинята е кремава с прослои от хидротроилит.

**<u>C – 41</u> d – 1160 m φ=42º11′8″N λ=28º53′0″E Ia+Ib=43 cm**

**Ia** – От 0 до 2 cm – тиня, полутечна, кафеникава до черна.

**Ib** – От 2 до 16 cm – тиня, коколитофоридова – редуване на бели прослои коколит с прослойки от органично вещество (ОВ).

**Ib** – От 16 до 43 cm – сапропел – в края на интервала прослойка от 1–2 cm коколит.

**Ic** – От 43 до 188 cm – новоевксински сиво-белезникави тини, пластични, мазни с редки петна и примазки от Fe сулфиди.

**Ic** – От 188 до 215 cm – с рязка граница под горния прослой идва плътен интервал с Fe сулфиди.

Фото на инт. 173–215 cm

**<u>C – 42</u> d – 1400 m φ=42º13′5″N λ=28º51′7″E Ia+Ib=0 cm**

Ic – От 0 до 2 cm – пелитова тиня, полутечна, сива.

**Ic** – 2–13 cm – плътна прослойка от автогенни Fe сулфиди с редки прослойки от тини, наблюдават се каломорфни образувания, подобни на конкреции.

**Ic** – 13–133 cm – пелитова тиня, светлосива до белезникава, мазна, плътна с редки примазки и слоеподобни образувания от хидротроилити.

**<u>C – 43</u> d – 1380 m φ=42º16′9″N λ=28º50′2″E Ia+Ib=98cm**

**Ia –** От 0 до 8 cm – пелитова тиня, полутечна, сива-холоцен (джеметин).

**Ib** – От 8 до 40 cm – редуване на коколитофоридова тиня с прослойки от сапропел.

**Ib –** От 40 до 98 cm – сапропелен хоризонт с постепенно уплътняване в дълбочина, в средата на инт. 70–75 cm се наблюдават неразложени водорасли.

**Ic –** От 98 до 120 cm – пелитова тиня, тъмносива до светлосива с рязък контраст между двете разновидности, редки петна от хидротроилит.

**Ic –** От 120 до 167 cm – мощен прослой от хидротроилит с коломорфни образувания по целия интервал.

**Ic –** От 167 до 200 cm – пелитова тиня, кремава с петна и примазки от хидротроилит.

**<u>C – 44</u> d – 1480 m φ=42°18′3″N λ=28°49′8″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 10 cm – полутечна пелитова тиня, сива до тъмносива.

10 – 120 cm – плътна, мазна, сива, на места до черна пелитова тиня. В инт. 45–50 cm – натрупване на автогенни сулфиди. По целия разрез до 50 cm се наблюдават преотложени глини. В интервала 60–100 cm тинята е меко кремава.

Проби – 0–10 cm

50–60 cm

110–120 cm

Ядката се състои само от новоевксин.

**<u>C – 45</u> d – 1360 m φ=42°19′8″N λ=28°48′8″E Ia+Ib=64 cm**

**Ia** – От 0 до 10 cm – полутечна пелитова тиня, тъмносива до черна.

**Ib** – От 10 до 23 cm – коколитова тиня, белезникава до бяла, със слабо изразени в нея прослои от сапропел.

**Ib** – От 23 до 64 cm – сапропел, рахъл в началото на интервала и уплътнен надолу.

**Ic –** От 64 до148 cm – сиво-белезникава пелитова тиня, в началото меко пластична (до 100 cm). След което постепенно се уплътнява. В инт. 138-148 cm добре изразени прослои с дебелина 2–3 mm от Fe сулфиди.

**Ic** – От 148 до 203 cm – мощно натрупване на прослои от автогенни железни сулфиди – прослойка с дължина 3–5 mm. От 180 cm до 203 cm прослойките постепенно избледняват.

**Ic** – От 203 до 238 cm – кремава пелитова тиня, плътна, мазна, с петна и прослои до 2–3 mm от автогенни Fe сулфиди. В инт. 128–178 cm и 178–228 cm е направено фото.

**<u>C – 46</u> d – 950 m φ=42°17′7″N λ=28°42′2″E Ia+Ib=95 cm**

**Ia** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, полутечна, тъмносива.

**Ib** – От 5 до 35 cm – пелитова тиня, пластична сиво-белезникава до сиво-зеленикава, представена от прослои коколитофоридови (1–3 mm) и сапропел (до 5 cm)

**Ib** – От 35 до 95 cm – сапропел, в инт. 92–93 cm коколитови прослойки.

**Ic** – От 95 до 95,5 cm – тиня, тъмнозеленикава, пелитова с редки пясъчни зърна.

**Ic** – От 95,5 до 190 cm – тиня, пелитова, светлосива до зеленикава, в инт. 95,5–100 cm тъмносива пелитова тиня със следи от разлагане на глина. По целия разрез рядко се наблюдават гнезда и петна от хидротроилит.

**<u>C – 47</u> d – 1100 m φ=42º16′0″N λ=28º43′6″E Ia+Ib=124 cm**

**Ia** – От 0 до 10 cm – пелитова тиня, полутечна, сива с коколитофориди.

**Ib** – От 10 до 62 cm – тиня, коколитова, представена от редуване на коколитови и сапропелни прослойки.

**Ib** – От 62 до 118 cm – сапропелна тиня, в инт. 116–118 cm три прослойки от коколити с дебелина 1–2 mm.

**Ib** – От 118 до 124 cm – пелитова тиня, тъмносива, с разсеяни включения от растителен детрит.

**Ic** – От 124 до 130 cm – прослойки от белезникава меко пластична тиня.

От 130 до 144 cm – пелитова тиня, тъмносива, плътна, мазна с петна и примазки от хидротроилит.

**Ic** – От 144 до 165 cm – тиня, белезникава, до сива.

От 150 до 165 cm – набогатена на хидротроилит.

**<u>C – 48</u> d – 1035 m φ=42º 14′ 4″N λ=28º 43′ 9″E Ia+Ib=25 cm**

**Ia** – От 0 до 2 cm – тиня, сиво-кафеникава, полутечна.

**Ib** – От 2 до 21 cm – пелитова тиня, меко пластична до полутечна с разхвърлен растителен детрит.

**Ib** – От 21 до 25 cm – сапропелна тиня.

**Ic** – От 25 до 100 cm – пелитова тиня, (новоевксин), в инт. 25–60 cm – сиво-белезникава с редки примазки от Fe сулфиди, в инт. 60–100 cm тъмносива до черна, плътна набогатена на хидротроилит.

Проби: 2–10 cm

40–50 cm

**<u>C – 49</u> d – 880 m φ=42º12′6″N λ=28º44′4″E Ia+Ib=63 cm**

**Ia** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, сива, полутечна.

**Ib** – От 5 до 15 cm – коколитова тиня, полутечна с примес от коколитофориди.

**Ib** – От 15 до 63 cm – сапропел, в инт. 50–55 cm е взета проба за физико-механични свойства.

**Ic** – От 63 до 190 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава, с кремав оттенък ( в инт. 160–180 cm), в инт. 180–182 cm се наблюдават прослои от хидротроилит.

**Ic** – От 190 до 210 cm – масово натрупване на Fe сулфиди в тъмносива пелитова тиня, наблюдават се рахли конкреционни образувания с бобовидна форма.

**<u>C – 50</u> d – 950 m φ=42º11′3″N λ=28º45′4″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 5 cm – пелитова тиня, тъмносива, меко пластична.

От 5 до 55 cm – пелитова тиня, плътна, масленозелена с новоевксинска възраст, с редки зърна и петна от хидротроилит, в края на интервала силно уплътнена.

**<u>C – 51</u> d – 890 m φ=42º10′3″N λ=28º45′8″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 10 cm – меко пластична сива до светлосива пелитова тиня – новоевксин – проба.

От 10 до 125 cm – сива пелитова тиня с редки примазки от Fe сулфиди.

**Ic** – От 125 до 170 cm – интервал, набогатен на Fe сулфиди.

**Ic** – От 170 до 180 cm – кремава пелитова тиня с Fe сулфиди.

**<u>C – 52</u> d – 680 m φ=42º10′0″N λ=28º42′3″E Ia+Ib=22 cm**

**Ia** – От 0 до 7 cm – пелитова тиня, полутечна.

**Ib** – От 7 до 22 cm – сапропелоподобна, масленозелена утайка.

**Ic** – От 22 до 26 cm – пелитова тиня, сиво-белезникава меко пластична, обикновено тази тиня идва под сапропела.

**Ic** – От 26 до 120 cm – тиня, пелитова, сиво-белезникава, на места до черна (новоевксин), някъде преотложена глина, в инт. 105–110 cm преотложен едър къс глина с налепи от черни рудни минерали.

**<u>C – 53</u> d – 780 m φ=42º12′8″N λ=28º41′3″E Ia+Ib=76 cm**

**Ia** – От 0 до 3 cm – пелитова тиня, полутечна, сива до зеленикаво-сива.

**Ib** – От 3 до 23 cm – редуване на коколитофориди и растителен детрит, в инт. 15–20 cm прослойка от растителен детрит.

**Ib** – От 23 до 76 cm – сапропелна тиня.

**Ic** – От 76 до 130 cm – тиня, пелитова, сива, на места до тъмно сива (новоевксин),

**Ic** – От 130 до 160 cm – меко пластична, включения и примазки от хидротроилит в инт. 130–160 cm, инт. 120–130 cm глината е в кремав оттенък.

**<u>C – 54</u> d – 730 m φ=42º13′9″N λ=28º40′4″E Ia+Ib=80 cm**

**Ia** – От 0 до 20 cm – тиня, полутечна.

**Ib** – От 20 до 80 cm – сапропел.

**Ic** – От 80 до 112 cm – тиня, пелитова, жълто-зеленикава до кремава.

От 112 до 135 cm – тиня, пелитова, тъмносива, с примазки от автогенни Fe сулфиди.

**Ic** – От 135 до 200 cm – интервал, набогатен на хидротроилит, тъмносива до черна тиня, в инт. 190–200 cm се наблюдават конкреционни образувания с размери до 1 cm.

**<u>C – 55</u> d – 880 m φ=42º15′8″N λ=28º39′7″E Ia+Ib=126 cm**

**Ia** – От 0 до 50 cm – редуване на коколити и растителен детрит, отсъства слоистост.

**Ib** – От 50 до 120 cm – тиня сапропелитова, в инт. 89–90 cm коколитова прослойка.

**Ib** – От 120 до 126 cm – интервал от теригенна тиня сива с примес от детрит и прослои от коколити.

**Ic** – От 126 до 140 cm – тиня, пелитова, сиво белезникава (новоевксин).

**<u>C – 56</u> d – 620 m φ=42º15′8″N λ=28º36′1″E Ia+Ib=135 cm**

**Ia** – От 0 до 12 cm – пелитова тиня, полутечна, сиво зеленикава.

**Ib** – От 12 до 57 cm – пелитова тиня, сива до белезникава, меко

пластична, представена от редуване на прослои от коколити и растителен детрит, в инт. 50–57 cm прослойка от растителен детрит. Интервалът завършва с прослойка от коколит.

**Ib** – От 57 до 135 cm – сапропел, към края се уплътнява, проявява се слоистост.

**Ic** – От 135 до 170 cm – тиня, пелитова, сиво-белезникава, в началото на инт. 135–170 cm – кремава, редки включения от хидротроилит.

**Ic** – От 170 до 180 cm – хидротроилитов хоризонт.

Сондажът е опробван за Сорг, U, и палеомагнетизъм – 50, 55, 58, 60, 65, 70, 75, 80, 85, 90, 95, 105, 115, 120, 125, 130, 135, 140, 145, 150, 155, 160, 165, 170, 175, 180 cm.

**<u>C – 57</u> d – 500 m φ=42º13′7″N λ=28º37′3″E Ia+Ib=85 cm**

**Ia** – От 0 до 8 cm – полутечна, зеленикава, пелитова тиня.

**Ib** – От 8 до 38 cm – меко пластична, зелена до сиво-зелена пелитова тиня, представена от редуване на коколити и разложен детрит.

**Ib** – От 38 до 85 cm – зелена, сапропеловидна тиня. В края на интервала добре изразена прослойка от коколити.

**Ic** – От 88 до 150 cm – новоевксинска пелитова тиня, сива до тъмносива.

**Ic** – От 150 до 202 cm – тиня от аутогенни сулфиди, кафеникави. В инт. 180-190 cm тинята отново е сива

Запазена ядка: 0–35 cm, 35–75 cm, 75–120 cm, 120–162 cm, 162–202 cm.

Сондажът е опробван за Сорг, U, и палеомагнетизъм от 5 до 200 cm през 5 cm.

**<u>C – 58</u> d – 510 m φ=42º11′7″N λ=28º38′1″E Ia+Ib=132 cm**

**Ia** – От 0 до 10 cm – тиня, пелитова, полутечна, тъмносива.

От 10 до 40 cm – тиня, пелитова, меко пластична, с растителен детрит, сиво-белезникава, неслоиста.

**Ib** – От 40 до 76 cm – редуване на коколитофориди и растителен детрит с ниска степен на литификация. В инт. 57–60 cm се наблюдават струпвания на диатомеи.

**Ib** – От 76 до 132 cm – сапропел.

**Ic** – От 132 до 140 cm – преходен слой, сива тиня.

От 140 до 150 cm – пелитова тиня (новоевксин), сива.

**<u>C – 59</u> d – 680 m φ=42º13′9″N λ=28º39′6″E Ia+Ib=0 cm**

**Ic** – От 0 до 1 cm – кафеникава пелитова тиня, полутечна, мазна.

От 1 до 45cm – Сива до сиво-белезникава пелитова тиня, мазна с редки петна от автогенни сулфиди. В инт. 15–22 cm прослой, набогатен на хидротроилит.

**Ic** – От 45 до 160 cm – кафеникаво пелитова тиня, мазна, плътна, меко пластична с редки гнезда от автогенни сулфиди.

От 160 до 170 cm – плътна сива тиня.

**<u>C – 75</u> d – 730 m φ=42º19′6″N λ=34º00′4″E Ia+Ib=25 cm**

**Ia** – От 0 до 25 cm – сапропелоподобна, сиво-зеленикава тиня с добре изразена слоистост. Включения в прослоите от не разложена органика. В инт. 18–25 cm редуване на прослои ОВ със слоеве от коколитофориди. Контактът с по-долу лежащия слой е рязък.

**Ic** – От 25 до 40 cm – новоевксинска, плътна, мазна, сива до тъмносива пелитова тиня.

**Ic** – От 40 до 75 cm – добре издържани прослойки – редуване на черни прослои от автогенни сулфиди със светли от тиня.

Ядка запазена – да се направи фото на контакта.

**<u>C – 193</u> d – 2040 m φ=42°53′6″N λ=29°10′2″E Ia+Ib=150 cm**

**Ia** – От 0 до 40 cm – полутечна до мекопластична коколитофоридова. Редуване на коколитови ламели, теригенни прослойки.

**Ib** – От 40 до 150 cm – кафяво зеленикава сапропелна тиня. Редуване на сапропелна тиня. Редуване на сапропелни и теригенни прослойки. Предполагаема възраст на долнището приблизително 6–7 хил. години.

**Ic** – От 150 до 330 cm – новоевксинска сива до лимоненожълта алевритова тиня с редки включения от метапирит. На места се наблюдават прослои от дребнозърнест пясък. Горната граница на интервала е контрастна.

**Ic** – От 330 до 510 cm – аналогична на предходния интервал алевритова тиня с прослои и примазки от сулфиди. В интервала 190–200 cm – отделяне на газохидрати.

**<u>C – 194</u> d – 1840 m φ=42°52′8″N λ=28°57′5″E Ia+Ib=293 cm**

Ia – От 0 до 85 cm – сива до белезникава коколитофоридова тиня, полутечна слабостоиста. Редуване на прослои с коколити, диатомеи и теригенна тиня.

**Ib** – От 85 до 110 cm – редуване на сапропелни прослойки с прослойки теригенна тиня, коколитови и диатомови слойчета.

**Ib** – От 110 до 293 cm – брекчиран сапропел със следи от размиване и преотлагане. Характерна градационна слоистост. Долна граница размивна.

**Ic** – От 293 до 355 cm – сиво-белезникава тиня. Тип Z.

**Ic** – От 355 до 505 cm – пелитова тиня с включения от автогенни сулфиди. В края на интервала следи от газотурбация.

**<u>C – 1-90</u> d – 1960 m φ=42°47′3″N λ=29°09′1″E Ia+Ib=175 cm**

**Ia** – От 0 до 45 cm – сиво-белезникава коколитофоридова тиня. В интервал 0–20 неслоиста полутечна, като постепенно се уплътнява и става слоиста.

**Ib** – От 45 до 70 cm – редуване на коколити и сапропел – наблюдава се две издържани сапропелни прослойки с дебелина по 10 cm – преобладаване на сапропелоидна маса.

**Ib** – От 70 до 175 cm – типичен сапропел, кафяво-зеленикав.

В пласт от 70 до 125 cm сапропелната маса е плътна, силно брекчирана – явно следи от интензивно преотлагане на сапропел от други места.

**Ib** – От 125 до 175 cm – сапропел, плътен с нормална слоистост, кафяво зеленикав. Долна граница, силно контрастна – размивна.

**Ic** – От 175 до 340 cm – Новоевксинска алевропелитова тиня сива до сиво черна.

**<u>C – 2-90</u> d – 1710 m φ=42°48′6″N λ=29°04′4″E Ia+Ib=160 cm**

**Ia** – От 0 до 35 cm – полутечна коколитова тиня.

**Ib** – От 35 до 90 cm – редуване на прослойки от меко пластична коколитофоридова тиня и прослойки растителен детрит, 10 cm сапропелова прослойка в интервал 75–85 cm, а в интервал 85–90 cm – коколито сапропелен слой.

**Ib** – От 90 до 160 cm – типичен сапропел със зелено-кафени-

кав оттенък – в слой от 90 до 115 cm, с прослойка теригенна тиня 113–115 cm, след което в интервал 115–128 cm – брекчиран сапропел. От 128 до 160 cm – типичен, слоист плътен сапролел, който завършва с рязка размивна граница.

**Ic** – От 160 до 270 cm – новоевксински алевропелитови тини сиви до сиво-белезникави. В интервал 160 до 270 cm – тините са без включения – тип Z.

**Ic** – От 270 до 370 cm – с включения и примазки от автогенни сулфиди.

**Ic** – От 370 до 395 cm – слой от новоевксинска тиня с автогенни FeS – C орг. образувания – газохидрати.

**<u>C – 3-90</u> d – 1570 m φ=42º49′7″N λ=28º58′5″E Ia+Ib=75 cm**

**Ia** – От 0 до 25 cm – коколитова белезникава тиня в интервал от 0–10 cm полутечна.

**Ib** – От 25 до 50 cm – коколитова сапропелна тиня.

**Ib** – От 50 до75 cm – сапропел слоист – долна граница – контрастна.

**Ic** – От 75 до 140 cm –белезникаво карбонатна пелитова тиня с редки автогенни сулфиди.

**Ic** – От 140 до180 cm – прослойка плътен хидротроилит.

**Ic** – От 180 до 350 cm – кремава пелитова тиня, слабо окислена, с редки запазени лещи автогенни сулфиди.

**<u>C – 4-90</u> d – 1364 m φ=42º51′2″N λ=28º53′2″E Ia+Ib=65 cm**

**Ia** – От 0 до 20 cm – полутечна коколитофоридова тиня, слоиста.

**Ib** – От 20 до 55 cm – ракъл сапропел – слоист със следи от преотлагане.

**Ib** – От 55 до 65 cm – типичен плътен сапропел – долна граница – размив.

**Ic** – От 65 до 280 cm – новоевксинска пелитова тиня без автогенни сулфиди.

**Ic** – От 280 до 320 cm – прослойка от автогенни сулфиди.

**Ic** – От 320 до 390 cm – кремава, слабо окислена пелитова тиня, с редки петна от автогенни сулфиди.

**<u>C – 5-90</u> d – 1184 m φ=42º52′2″N λ=28º48′6″E Ia+Ib=30 cm**

**Ia** – От 0 до 15 cm – полутечна коколитова тиня –долна граница – размивна.

**Ib** – От 15 до 30 cm – сапропелна тиня.

**Ic** – От 30 до 120 cm – новоевксинска тиня тип Z.

**Ic** – От 120 до 265 cm – тъмна до черна пелитова тиня, набогатени на автогенни сулфиди.

<u>C – 6-90</u> d – 948 m φ=42º54′0″N λ=28º42′2″E Ia+Ib=85 cm

**Ia** – 0–10 cm – течно пластична сиво-зеленикава коколитова тиня. От 10–28 cm – меко пластична сиво-зеленикава коколитова тиня. Коколитите не оформят ясно изразени ламини.

**Ib** – 28–36 cm – коколитово-сапропелова прослойка, в която преобладава мекопластичният сапропел. В долната част на интервала коколитите набогатяват 1,5 cm неясна прослойка.

От 36 до 68 cm – интервал от зеленикав мекопластичен сапропел, безструктурен. В горната част се наблюдават 2–3 mm класти от кафяви ламини от органика.

**Ib** – От 68 до 85 cm – сапропел insitu, ламиниран, кафяво-зеленикав, леко пластичен. Ламините в началото са неясни, като преобладават милиметровите ламини. Интервалът завършва с характерните две коколитови слойчета. Под тях е взета проба за абсолютна възраст от 84–85 cm.

**Ic –** 85–360 cm – сиво-белезникава меко пластична тиня, безструктурна. Границата със сапропела е размивна.

**<u>C – 7-90</u> d – 540 m φ=42º55′8″N λ=28º37′3″E Ia+Ib=144 cm**

**Ia** – 0–13 cm – тиня, сиво-зеленикава, коколитова, меко пластична до течно пластична.

**Ib** – 13–40 cm – тиня, подобна на горния интервал, но меко пластична, с коколити, набогатяващи неясни ламини. От 40–42 cm – пелитов слой от сива фино диспергирана тиня. И от 42 до 56 cm – тиня коколитова, меко пластична, зеленикава, с коколити.

**Ib** – 56–144 cm – сапропеловидна тиня, ивичеста (неясна), с отделни слоеве от по-чиста тиня. В долната част (134–144 cm) се наблюдават ясни ламини (1–2 mm) от коколити.

**Ic** – 144–350 cm – тиня, фино диспергирана, меко пластична, сива, тип зеекрайде.

**Ic** – 350–370 cm – хидротроилитова тиня, черна, плътна, деформирала портокала на короната.

**<u>C – 30-90</u> d – 950 m φ=42º42′1″N λ=28º33′7″E Ia+Ib=60 cm**

**Ia** – От 0 до 25 cm – полутечна до меко пластична коколитофоридова тиня, белезникава на цвят.

**Ib** – От 25 до 60 cm – сапропел, кафяв на цвят, с добре изразена слоистост, без следи от преотлагане като в интервал 55–58 cm се разполагат 5 прослойки от реперни коколитофориди. Долнището на сапропела е с рязка цветова граница, но без да е размивна – има последователен ход на седиментация при смяна на матрицата.

**Ic** – От 60 до 290 cm – сива до белезникава пелитова новоевксинска тиня тип Z.

**Ic** – От 290 до 320 cm – плътна прослойка от FeS – Сорг материя, т.нар. автогенни сулфиди. Възможни газохидрати.

**<u>C – 29-90</u> d – 1183 m φ=42º41′2″N λ=28º40′9″E Ia+Ib=125 cm**

**Ia** – От 0 до 120 cm – полутечна до меко пластична коколитова тиня, сива до сиво-белезникава.

**Ib** – От 20 до 55 cm –редуване на сапропелови и коколитови прослойки, като сапропелните преобладават. В интервала 48–54 cm – мощна сапропелова прослойка, завършваща с коколитова.

**Ib** – От 55 до 125 cm – сапропел типичен, с постепенно уплътняване в дълбочина. В интервала 118–122 cm реперни коколитови прослойки.

**Ic** – От 125 до 350 cm – новоевксинска пелитова тиня, сива до сиво-белезникава, карбонатна тип Z.

**Ic** – От 350 до 400 cm – плътна прослойка от черна маса автогенни FeS-C съединения, които се прослояват със сиви пелитови прослойки тиня. Общия изглед е черен.

**Ic** – От 400 до 450 cm – кремаво пелитова тиня.

**<u>C – 28-90</u> d – 1550 m φ=42º41′8″N λ=28º49′7″E Ia+Ib=80 cm**

**Ia** – 0 – 70 cm – тиня, дънно дисперсна, коколитова. Състои се

от отделни 10–15 cm интервали, редуващи се, които се състоят от коколити (т.е преобладават) и такива състоящи се главно от органична част. Коколитовите прослойки достигат до 2–3 cm.

Ib – 70 – 80 cm – сапропел, тънкоивичен, гуменоподобен, типичен, без деформации, кафеникав на цвят.

**Ic** – 80 – 370 cm – тиня сива, меко пластична, фино дисперсна тип зеенрайде.

Запазена ядка в интервал 0–85 cm.

**<u>C – 27-90</u> d – 1853 m φ=42º41′9″N λ=28º58′3″E Ia+Ib=88 cm**

**Ia** – 0–14 cm – тиня, сива меко пластична, не ламинирана.

**Ib** – 14–53 cm – сапропел ивичест в централната и долната част, макроивичест, редуване на по-светли и по-тъмни прослойки.

**Ib** – 53–57 cm – тиня светлосива, фино дисперсна, меко пластична, оформяща ясна прослойка.

**Ib** – 57–88 cm – сапропел, микробрекчиран, гуменоподобен.

**Ic** – 88–140 cm – тиня, сива, тип зеекрайде, фино дисперсна меко пластична.

140–155 cm – хидропелитова черна тиня, уплътнена

**Ic –** 155–230 cm – тиня, сива, фино дисперсна, безструктурна.

230–250 cm – хидропелитова, плътна с газохидрати.

**<u>C – 232</u> d – 275 m φ=42°24′3″N λ=28°28′0″E Ia+Ib=210 cm**

**Ia** – От 0 до 70 cm – сиво-зелена ивичеста тиня, която представлява редуване на слойчета от пелит (зелени) и бели слойчета коколитофориди с дебелина 0,5 cm. На 57–58 cm се среща преотложена черупка от Modiolis phaseolinus. От 53 до 70 cm се появяват тъмнозелени слоеве от рахъл сапропел.

**Ib** – От 70 до 210 cm – редуване на на по-плътни слойчета от зеленикава теригенна тиня, коколитови и сапропелови. Преобладават теригенните прослойки.

**Ic** – От 210 до 218 cm – новоевксинска карбонатна пелитова тиня, плътна, без ясна слоистост.

**<u>C – 543</u> d – 1750 m φ=41°43′2″N λ=29°29′3″E Ia+Ib=165 cm**

**Ia** – От 0 до 48 cm – коколитова тиня с диатомови прослои.

**Ib** – От 48 до 165 cm – сапропел.

**Ic** – От 165 до 220 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**Ic** – От 220 до 440 cm – новоевксинска тиня с автогенни железни сулфиди – вероятно наличие на газохидрати.

**<u>C – 544</u> d – 2100 m φ=42°06′N λ=29°35′E Ia+Ib=180 cm**

**Ia** – От 0 до 45 cm – коколитова тиня.

**Ib** – От 45 до 260 cm – сапропел.

**Ic** – От 260 до 330 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**Ic** – От 330 до 390 cm – новоевксинска тиня с автогенни сулфиди – вероятно наличие на газохидрати.

**<u>C – 545</u> d – 1620 m φ=42°25′N λ=28°51′9″E Ia+Ib=120 cm**

**Ia** – От 0 до 40 cm – коколитова тиня.

**Ib** – От 40 до 120 cm – сапропел.

**Ic** – От 120 до 230 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**Ic** – От 230 до 390 cm – новоевксинска тиня с автогенни железни сулфиди – вероятно наличие на газохидрати.

**<u>C – 205</u> d – 2000 m φ=42°40′5″N λ=29°13′1″E Ia+Ib=150 cm**

**Ia** – От 0 до 28 cm – коколитова тиня.

**Ib** – От 28 до 150 cm – сапропел.

**Ic** – От 150 до 230 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**Ic** – От 230 до 350 cm – новоевксинска тиня с автогенни железни сулфиди.

**<u>C – 209</u> d – 2090 m φ=42°24′3″N λ=29°33′3″E Ia+Ib=200 cm**

**<u>C – 210</u> d – 2100 m φ=42°09′4″N λ=29°32′7″E Ia+Ib=135 cm**

**<u>C – 211</u> d – 1970 m φ=42°09′7″N λ=29°20′E Ia+Ib=155 cm**

**<u>C – 212</u> d – 1820 m φ=42°10′3″N λ=29°05′3″E Ia+Ib=110 cm**

**<u>C – 312</u> d – 1481 m φ=43°10′6″N λ=29°00′E Ia+Ib=155 cm**

**Ia** – От 0 до 20 cm – сиво-белезникава коколитова тиня.

**Ib** – От 20 до 90 cm – рахъл сапропел с неясна слоистост и прослои от коколитофориди.

**Ib** – От 90 до 155 cm – типичен слоист сапропел с черен цвят.

**Ic** – От 155 до 160 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**<u>C – 318</u> d – 2168 m φ=42°31′5″N λ=30°46′2″E Ia+Ib=100 cm**

**<u>C – 262</u> d – 975 m φ=42°47′N λ=28°41′E Ia+Ib=125 cm**

**<u>C – 571</u> d – 1420 m φ=43°16′5″N λ=29°57′8″E Ia+Ib=100 cm**

**<u>C – 584</u> d – 2080 m φ=42°50′3″N λ=29°33′8″E Ia+Ib=100 cm**

**Ia** – От 0 до 40 cm – коколитова тиня.

**Ib** – От 40 до 100 cm – сапропел.

**Ic** – От 100 до 180 cm – новоевксинска тиня тип зеекрайде.

**<u>C – 616</u> d – 1562 m φ=42°47′3″N λ=28°55′7″E Ia+Ib=110 cm**

**<u>C – 620</u> d – 520 m φ=42°47′6″N λ=28°32′5″E Ia+Ib=160 cm**

# ЛИТЕРАТУРА


Айбулатов, Н., П. Димитров, Л. Симоненко. 1992. К вопросу о роли биогенного фактора в реседиментации осадочного материала на шельфе западного сектора Черного моря. – Тр. ИО БАН, т. 1, 74–83.

Айбулатов, Н. А. 2005. Деятельность Росии в прибрежной зоны моря и проблемы экологии. М., Наука, с. 363.

Аксенов, А. 1972. О рудном процессе в верхней зоне шельфа. М., Наука. 156 с.

Ангелов, Б. 1935. Движение на водата в Черно море. – Сп. БАН, 51, 113–166.

Андрусов, Н. 1892. Некоторые результаты экспедиции "Черноморца". К вопросу о происхождении сероводорода Черного моря. – Изв. Рус. геогр. об-ва, 28, №4; 370–397.

Андрусов Н. 1961. Геологические исследования Черного моря. – В: Академик Н. И. Андрусов. Избранные труды. I. М., Наука, 593–667.

Артюшенко, А., Г. Пашкевич, Е. Карева. 1972. Развитие растительности юга Украйны в антропогене по данным спорово-пыльцевого анализа. – Бюлл. комис. изуч. четвертичного периода, 39, 82–89.

Архангельский, А., Н. Страхов. 1938. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.-Л., Изд. АН, СССР, 310 с.

Бабинец, А., А. Митропольский, С. Ольштынский. 1973. Гидрологические и геохимические особености глубоководных отложений Черного моря. Киев, Наукова думка, 34–57.

Барковская, М. 1972. О минеральном составе донных осадков дельты и авандельты Дуная. Доклады АН СССР, 205, №4, 944–948.

Батурин, Г., И. Волков, А. Розанов. 1985. Литолого-геохимические исследования "Витяз" в Черном море в 1984 г. – Океанология, 16, 42–55.

Безбородов, А. А., В. Н. Еремеев. 1993. Черное море. Зона взаимодействия аэробных и анаэробных вод. МГИ НАНУ. Севастополь. 297 с.

Безруков, П., А. Лисицын. 1960. Классификация осадков современных водоемов. Тр. Инст. океанол., 32.

Бенсон, Р. Г. 1986. Завершенность непрерывность и здравый смысль в исторической геологии. В: Катастрофы истории Земли. Мир, 42–88 с.

Блохина, Т. 1994. Сапропелевые илы Черного моря (вещественный состав, генезис, переспективы использования). Автореф. канд. геол. миннаук.

Киев (ОМГ ЦНПМ, НАНУ), 22.
Божилова, Е., М. Филипова, П. Димитров. 1979. Пыльцевой анализ позднечетвертичных осадков периферической области шельфа западной части Черного моря. – Изв. нар. - музей Варна, т. XV (XXX), 157–162.
Божилова, Е., В. Велев, В. Калчева, П. Ножаров, Р. Стоянова, М. Филипова. 1989. Четвертичные отложения в разрезе скважины С-3 Апрелевской площади на северном шельфе Болгарии. – Докл. БАН, 42, № 4, 83–86.
Бончев, Е. 1971. Проблеми на българската геотектоника. С., Техника. 204 с.
Бончев, Е. 1975. Понто-Каспийская плита и ее геотектоническое положение. – Geologica Balcanica, 5.I., 3–24.
Бутузова, Г., П. Градусов, М. Ратеев, 1975. Глинистые минералы и их распределение в верхнем слое осадков Черного моря. – Литол. и полезн. ископ., 1, 3–11.
Бяков, Ю., Р. Круглякова. 2001. Газогидраты осадочной толщи Черного моря – углеводородное сырье будущего. – Разведка и охрана недр, № 8, 14–19.
Вассоевич, Н. 1986. Геохимия органического вещества и происхождение нефти. М., Наука, 368 с.
Велев, В., П. Димитров, М. Файер. 1992. Строеж и състав на холоценските сапропелоиди от западната част на Черно море. – Океанология, 58–63.
Возовик, Ю. 1982. К вопросу об амплитуде предголоценовой регресии Черного моря. В Проблемы четвертичной истории шельфа. М., Наука, 68–74.
Волков, И. 1964. Закономерности образования и химический состав конкреций сульфидов железа в осадках Черного моря. – Тр. ИОАН СССР, 67, 111–134.
Волков, И. 1984. Геохимия серы в осадках океана. М., Наука, 272.
Вълканов, А. 1946. Хидрология на Черно море. – Географ. прег., 1, 2–17.
Гавшин, В., А. Лапухов, С. Сараев, Г. Таныгин, Х. Хрисчев, Н. Рускова, В. Георгиев, С. Чочов, С. Асланян, Е. Кожухаров, К. Иванов, А. Андреев, Е. Мандова, Е. Василев, М. Дамянова, Й. Ковачева, Р. Цанкарская. 1988. Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заражения. – Тр. ИГГ СОАН СССР, вып. 705, 194.
Генов, И., К. Славова. 2004. Хроностратиграфска скала за корелация на новоевнсинските и холоценските седименти от дълбоководието и шелфа на Черно море. – Сп. Бълг. геол. д-во. 65, кн. 1–3, с. 25–35.

География на България. 2002. Изд. Форком, С., 760 с.
Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения. 1980. М., Наука. 200 с.
Геология и гидрология западной части Черного моря" (1979). Изд. БАН София, 292 с.
Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря" (1980) Изд. БАН София, 318 с.
Геологическая эволюция западной части Черноморской котловины в неоген-четвертичное время " (1990) Изд. БАН София, 666 с.
Геоморфология и палеогеография шельфа. 1978. М., Наука, 233 с.
Георгиев, В., Х. Хрисчев, В. Цветкова-Голева, С. Чочов. 1980. Влияние локальных источников питания на формирование минералогического состава прибрежных осадков шельфа между Бургаса и Несебром. – Geologica Balc., 3, 60–92.
Георгиев, В. 1984. Карбонатонакопление на континентальном склоне юго-западной части Черного моря в четвертичное время.- Сп. Бълг.геол.д-во, 45, 2, 143–164.
Георгиев, В. 1988. Магнезиальный кальцит и проблема генезиса карбонатов в древночерноморских глубоководных осадков. Geologica Balc., 18, 2, 51–60.
Георгиев, В. 1989. Рецентно образуване на "бийч рок" в залива Алепу, Българско черноморско крайбрежие, Докл. БАН, кн. 3, т. 42.
Георгиев, Г. 2005. Биологични продукти с растеж-регулиращи и пестицидни свойства. Новости, БАН, С., бр.9 (25), год.III.
Георгиев, Г. 2006. Агротехнология за получаване на екологично чиста продукция от зърнени житни култури чрез прилагане на биопестициди. Новости, БАН, С., бр.1(29), год IV.
Геохимия позднекайнозойских отложении Черного моря. 1982. М., Наука. 241 с.
Гершанович, Д. 1966. О принципах классификации шельфовой зоны. Труды ВНИРО, т. 60, 248–273.
Гилл, А. 1986. Динамика атмосферы и океана. Т. 2, Л., Гидрометиздат. 216 с.
Гинсбург, Г., А. Кремлев, М. Григорьев. 1990. Фильтрогенные газовые гидраты в Черном море. – Геология и геофизика, № 3, 10–20.
Глебов, А., Р. Круглякова, С. Шельтинг. 2001. Естественное выделение газов в Черном море. Разведка и охрана недр, № 8, 19–23.

Глумов, И. Ф., А. И. Глумов, Ю. Б. Казмин, В. М. Юбко. 2005. Газовые гидраты Мирового океана. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2. Киев, 30–41.

Говберг, Л., В. Кънева-Абаджиева, П. Димитров. 1979. Стратиграфические комплексы молюсков. – В: Геология и гидрология западной части Черного моря. Изд. БАН, 72–82.

Гожик, П. Ф., В. А. Краюшкин, В. П. Клочко. 2007. Успехи мировой морской нефтеразведки. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2. Киев, 19–34.

Горецкий, Г., 1953. О палеогеографии Приазовья и западного Приманчья в узунларско-гирканский и бугазский века. Вопр. геогр., М., Наука, 33.

Григорьев, А., А. Шевченко, В. Шопов. 1985. Корреляция четвертичных отложении черноморского шельфа и побережии Болгарии и Украйны. Препринт 85–29, ИГН АН УССР, Киев, 38.

Гълъбов, Ж. 1949. Релефът и произходът на Черноморската котловина. Географски преглед, 2–3, 106–117.

Дачев, Хр. 1973. О глубинном строении южной и восточной частей Мизийской платформы по данным ГСЗ. В: "20 години Висш минногеологически институт", С., БАН, 82–92.

Демин, Ю. Л., Д. И. Трухчев. 1987. О вихревой структуре течений в западной части Черного моря. Мор. геофиз. журн. №3, 40–43.

Демиров, Е., Д. Солаков, П. Димитров, А. Стоянов. 1988. О явлении апвеллинг в западной части Черного моря. Бълг. геофиз. списание, БАН, т. XIV, 1, 109–115.

Димитров Д., Н. Николов, П. Димитров, В. Велев. 2005. Добив на дълбоководни органогенно-минерални утайки от дъното на Черно море и тяхното използване като агломелиорант и за други цели. VIII конференция по открит и подводен добив на полезни изкопаеми. Сб. доклади т.I, 31 май – 4 юни 2005 г. кк Слънчев бряг Р. България. 88–97.

Димитров, Д., Г. Георгиев, П. Димитров. 2006. Некоторые результаты применения глубоководных органогенно-минеральных осадков дна Черного моря для агробиологических целей. Геология и полезные ископаемые мирового океана, № 1, Киев.

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

Димитров, П. 1978. Потопените древни брегове на Черно море. Сп. Природа., кн. 4, С., 55–59.

Димитров, П., К. Шимкус, Л. Говберг, А. Комаров. 1979. Общая стратиграфическая схема и расчленение колонок четвертичных отложений. В: Геология и гидрология западной части Черного моря, Изд-во БАН, С., 93–99.

Димитров, П. 1979. Особености в състава и разпределението на дънните наслаги от Черноморския шелф между носовете Калиакра и Емине. Океанология, С., 3, 22–32.

Димитров, П., Л. Говберг. 1979. Новые данные о плейстоценовых террасах и палеогеографии болгарского шельфа Черного моря. Геоморфология, 2, 81–89.

Димитров, П., 1982. Радиовъглеродни датировки на дънни утайки от българския черноморски шелф. Океанология, 9, БАН, С., 45–53.

Димитров, П., А. Стоянов, 1984. Железомарганцевые конкреции западной части шельфа Черного моря. В: Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей, 2; Киев, Науковая думка; 2–6.

Димитров, П., З. Новикова, 1984. Распределение органического вещества в осадках. В: Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря. Изд. БАН, С., 84–87.

Димитров, П., О. Цамерян, А. Городницкий, А. Рудакова, В. Гончаров, А. Звернка. 1986. Некоторые черты геологического строения и история развития подводной горы Верчелли (Тирренское море). Океанология, 15, С., 28–35.

Димитров П. С., А. С. Стоянов. 1987. Физикогеографические и литолого-геохимические особености донных осадков шельфа западной части Черного моря. –В: Биохимические исследования болгарского шельфа. Изд-во АН СССР. М., 30–34.

Димитров П., 1988. Далеч от брегове и фарватери. Варна. Изд. ”Галактика”. Библиотека “Нептун”, 161 с.

Димитров, П., П. Василев, 1988. Дълбоководни органогенно-минерални утайки от дъното на Черно море и технологии за техния добив. Варна, ИО БАН, 95.

Димитров, П., В. Велев, 1988. Върху възможностите за използуване на дълбоководните сапропелоидни тини на Черно море за агробиологични и

промишлени цели. Океанология, 17, С., 92–95.
Димитров, П., 1990. Геоложка история на западната част на Черно море през кватернера и условия на формиране на полезни изкопаеми. Хабилитационен труд, 257 с.
Димитров, П., Ел. Михова, В. Пейчев, 1998. Палеокеаноложки реконструкции на западната част на Черно море през кватернера. Трудове на ИО, т.2, Варна, 127–139.
Димитров П., Н. Николов, Н. Артинова, Н. Шабан, М. Камбурова, Ц. Ямакова, П. Запрянова, Д. Димитров, Д. Солаков. 2003. Мелиорант за почви и субстрати. Патент BG №63868, Регистров номер № 104106, Публикувано в бюлетин № 4 на 30. 04. 2003, http://www.bpo.bg/abstracts/pdf/2003/2003-04-p.pdf.
Димитров, П., Д. Димитров, 2003. Черно море, потопът и древните митове. "Славена", Варна, 91 с.
Димитров П. С., Д. П. Димитров, Д. П. Солаков, В. Д. Пейчев, 2005. Новейшая геологическая история Черного моря и проблема Потопа. Геология и полезные ископаемые мирового океана 1. Киев 2005. 102–111.
Димитров, П. С., Д. П. Димитров, Д. П. Солаков, А. П. Зиборов, Т. С. Куковская, 2007. К вопросу о создании Международного консорциума для разведки и добычи глубоководных органо-минеральных осадков дна Черного моря. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 1. Киев, 52–56.
Долотов, Ю., 1975. Изучение дифференции осадочного материала в верхней части шельфа. В: Проблемы геологии шельфа. М., Наука, 51–56.
Емельянов, Е., К. Шимкус, 1963. Новые данные о глубоководных новоэвксинских отложениях Черного моря. Океанология, 3, С., 489–501.
Емельянов, Е., К. 1980. Роль геохимических барьерных зон в седиментогенезе (на примере басейна Атлантического океана). – В кн.: Современные проблемы морской геологии: Тез. Докл. 4 Всесоюз. Школы морской геол. М., 1980, т. 2, с. 30–31.
Еремеев, В., Е. Совга, 1999. Черноморский сероводород – геохимические особености поведения, источники, формы нахождения и тенденции изменчивости. В Геология и полезные ископаемые Черного моря, К, 54–66.
Зенкович, В., 1960. Морфология и динамика советских берегов Черного моря. М., АН СССР, 162 с.

Зенкович, В., 1962. Основы учения о развитии морских берегов. М, АН СССР, 502–519.

Зернов, С., К. Зеленов, 1982. Причины сероводородного заражения вод Черного моря (новое в современной литологии). НИОП, М., Наука, 105–107.

Зиборов, А., 2002. К вопросу оценки экономической эффективности новой техники для морских горных предприятии. Сб.научных трудов нац. горной академии Украины, № 13, т.3, 172–175.

Зиборов, А., 2003. О промишленном освоении месторождения морских сапропелей. Геол. журнал № 1, 50–53.

Зиборов, А. П., 2008. Перспективы и задачи усвоения морских месторождении минерального сырья. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 3. Киев, 5–18.

Зубаков, В., В. Кочегура, 1973. Хронология новейшего этапа геологической истории СССР. В: Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л., Наука, 74–91.

Иванов, К., Н. Рускова, 1986. Гранулометричен анализ на морски седименти с лазерен седиментограф (гранулометър). Сп. Бълг. геол. д-во, 47, 1; 89–90.

Иванов, С. Н., 1925. Почвеният състав на черноморското дъно. Морски сговор, год. 11, 4, 28–43.

Иванов, С. Н., 1927. Подводни течения в Черно море. Морски сговор IV, 5, 7–10. Изд-во БАН, С., 249–269.

Иванов, С., 1940. Библиография на Черно море и крайбрежията му. Варна, 268 с.

Йонин, А., Л. Говберг, З. Новикова, М. Юркевич, Д. Пърличев, 1978. Некоторые особености морфолитогенеза в северном участке шельфа Болгарии. В: Морфолитогенез в позднечетвертичная история прибрежношельфовых зон. М., Наука, 41–56.

Канев, Д., 1960. Морфология на Меднoридското черноморско крайбрежие. Год. СУ (Биол.-геол. геогр. фак.), 206–227.

Караогланов, З., М.Хаджиев, 1926. Химически изследвания върху състава на черноморската вода и на някои от езерата покрай Черно море. Год. СУ, XXII, 2, 135–220.

Китовани, Т., 1976. Геологическое означение позднеплиоценовых Didacna Западной Грузии, Тбилиси, Сабчета Сахартвело, 98.

Книпович, Н., 1933. Гидрологические исследования в Черном море. Тр. Азов. - черном. научно-промысл экспед., 10, 1–271. Комплексни геолого-геофизични изследвания в акваторията на Черно море, с цел търсене и проучване на полезни изкопаеми. 1979. Геофонд ГИ-БАН.

Колев, К., Д. Зяпков, 1988. Изследване на някои физикомеханични свойства на циментовата пепелина с оглед механичното й внасяне в почвата. Научн. тр. ВСИ – Пловдив, том 33 № 2.

Комаров, А., 1978. Стратиграфия коренных глин, континентального склона Черного моря по палинологическим данным. Океанология М., 18, 1, 70–79.

Коюмджиева, Ем., 1961. Върху присъствието на морска плейстоценска фауна край Варненското езеро. Год. управл. геол. проучв. XII, 197–209.

Коюмджиева, Ем., 1964. Морска плейстоценска (карангатска) фауна от Варненско. В: сб. в чест на акад.Йовчо Йовчев, БАН, 276–288.

Краюшкин, В. А., 2008. Природа сверхгигантских скоплении нефти и газа. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 1. Киев, 19–54.

Крисс, А., 1959. Морская микробиология (глубоководная). Москва, АН СССР, 452.

Крыстев, Т., В. Мельник, Б. Йорданов, 1990. Первая карта подводных долин западной части Черного моря. В сб. Геологическая история западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время, С., БАН, 466–494.

Кръстев, Т., 1992. Структурно – геоморфоложко развитие на континенталната окрайнина от Българския сектор на Черно море. Варна. Докт. дис.

Куприн, П., 1980. Структурная характеристика верхней части осадочной толщи по профилю скважин 381–380/380А “Гломар Челенджер”. Геолого-геофизические исследования болгарского сектора Черного моря. Изд. БАН, София, 40–50.

Куприн, П., А. Самсонов, Е. Бабак, А. Ващенко, И. Монахов, В. Федоров, 1984. Строение и биостратиграфическое расчленение четвертичных отложении шельфа Болгарии. Бюл. МОИП отд. геол.т. 59, вып. 3, 31–40.

Куприн, П., В. Георгиев, С. Чочов, А. Поляков, 1985. Литофациальная характеристика и расчленение разрезов верхнечетвертичных осадков континентального склона западной и восточной части Черного моря. Океанология С. 13; 37–51.

Кънева-Абаджиева, В., 1962. Разпределение на молюските на Черно море

пред българския бряг. Изв. ЦНИРР, II, 68–75.
Леонтьев, О., Е. Мамаев, Г. Рычагов, 1977. Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М., МГУ, 209 с.
Лилиенберг, Д., 1970. Основные черты геоморфологии и палеогеографии юго-западного побережья Черного моря. В: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., Наука, 126–147.
Лисицын, А., 1966. Основные закономерности распределения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью. В: "Геохимия и кремнезема", М., Наука, 48–72.
Лисицын, А., 1978. Процессы океанской седиментации. М., Наука, 6–24.
Лисицын, А. П. 1988. Лавинная седиментация и переривы в осадконакоплении в морях и океанах. М., "Наука", 309 с.
Лонгинов, В., 1966. Энергетический метод оценки вдоль береговых перемещений наносов в береговой зоне моря. Тр. Союзморниипроекта, 12 (18), 13–28.
Лопатин, Н., Т. П. Емец, 1987. Пиролиз в нефтегазовой геохимии. М. Наука, 144.
Месхетели, А., С. Гашаров, В. Спасов, 1992. Исследования субмаринной разгрузки подземных вод на болгарском шельфе Черного моря. Водные ресурсы, № 6, 155–162.
Метревели, Г., Н. Кучуашвили, 1987. Исследование влияние эвстатического повышения уровня на внутренние моря. Метеорология и гидрология 8, АН СССР, 90–95.
Милановский Е. Е., 1968. Новейшая тектоника Кавказа. М. Наука, 484 с.
Морозова-Водяницкая, Н., 1954. Фитопланктон Черного моря. Тр. Сев. биол. станции, Т.8, ч.2, 11–99.
Морозова-Водяницкая, Н., Е. Белогорская, 1957. О значении кокколитофорид и особенно понтосферы в планктоне Черного моря. Тр. Сев.биол. станции, Т.9, 14–29.
Муратов, М., 1972. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. Геотектоника, 5, 22–41.
Невесская, Л., 1961. Изменение донных комплексов моллюсков в отложениях мелководной области Черного моря. В: Материалы Всес. совещ. изуч. четвертичн. периода, 1. М., АН СССР, 347–354.
Невесская, Л., 1965. Познечетвертичные двусторчатые моллюски Черного

моря, их систематика и экология. М., Наука, 39.
Невесский, Е., 1967. Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. М., Наука, 254.
Нефтегазогенетические исследования болгарского сектора Черного моря". 1984. Изд. БАН София, 290 с.
Нечаев, А., 1938. Проучванията на дяволското течение пред българския бряг. Рибарски преглед, VIII, 7, 107–108.
Нечаев, А., С. Чернев, 1937. Първи принос към проучването на теченията пред западния бряг на Черно море (Дяволското течение) Бургас Тр. опит. ихтиол. станция, Созопол, т.VI, 5–17.
Новикова, З., П. Димитров, 1978. Распределение терригенных компонентов в поверхностном слое осадков шельфа Болгарии. В: Морфолитогенез и позднечетвертичная история прибрежно-шельфовых зон. М., Наука, 41–56.
Ольштынская, А., 1996. Диатомовая флора донных осадков Черного моря. Геол.журн. № 1-2, 193–198.
Островский, А., 1967. Регрессивные уровни Черного моря и связь их с переуглублением речных долин Кавказского побережия. Изв.АН СССР, Сер.геогр. № 1, 47–62.
Островский, А., В. Щелинский, 1969. Новые данные об "узунларских" слоях Черноморского побережья Кавказа. Бюлл. МОИП (отд. геол.), 34 (2), 77–82.
Павлов, А., 1968. Взаимосвязь вод суши и моря. Сов.геология № 12, 67–78.
Палий, А., П. С. Димитров, Л. Брюкнер, И. Генов. 1994. Оценка на ефузиите на въглеводороден газ от дъното на Черно море. Геология и минерални ресурси. 3–4, С., 35–37.
Пейчев, В., 2004. Морфодинамични и литодинамични процеси в бреговата зона. Варна, Славена. 231 с.
Перельман, А. И. 1972. Геохимия елементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.
Петков, О., 2003. 15 години участие на Република България в Международната съвместна организация "Интерокеанметал". Сп."Минно дело и геология", бр.3, 18–21.
Попов, Вл., 1953. Българският добружански бряг (геоморфоложко проучване). Изд. бълг. геогр. друж. XI, 17–35.
Попов, Вл., К. Мишев, 1974. Геоморфология на Българското черноморско крайбрежие и шелф. С., БАН, 267.

Попов, Г., 1973. Новые данные по стратиграфии четвертичных морских отложений Керченского пролива. Докл. АН СССР, 4, 213.

Попов, Н., С. Савов, М. Йорданов, 1964. Бележки върху границата плиоцен-плейстоцен в Бургаско. – Год.СУ, VII, 128–287.

Пърличев, Д., Хр. Марков, 1971. Депресията на дъното край Българския бряг на Черно море. Природа, 1971, кн. 4, 31–34.

Пърличев, Д., Хр. Марков, 1972. Релефът на дъното пред Българския черноморски бряг. Природа, 1972, кн. 3, 55–57.

Пърличев, Д., 1976. Неотектонски проблеми на българския черноморски шелф. Океанология, С., 81–92.

Пърличев, Д., 1984. Террасы Болгарского Черноморского шельфа. Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразование Черного и Балтийского морей, ч. 2., 25–28, Киев, Науковая думка.

Рождественски, А., 1963. Черно море и крайбрежните езера. Варна, Държ. изд., 115.

Рождественски, А., 1964. Прашните валежи по Черноморското крайбрежие в района на Варна през март-април 1960 г. Изд. Инст. рибовъд. и риболов. Варна, IV, 99–103.

Рождественски, А., 1964. Релеф и геология на Черноморското крайбрежие: произход и геоморфоложка характеристика на морските езера; описание на крайморските езера; крайречни езера. Тр. Инст. хидрол. и метеор., XVI, 7–53.

Рождественски, А., 1966. Съставът на някои наслаги и пясъци в северната част на Българското черноморско крайбрежие. Рибно стопанство, 3, 10–13.

Рождественский, А., 1967. Гранулометрические и химические исследования прибрежных песков и донных отложений в районе Болгарского черноморского побережья. Океанология., VII, 6, 1116–1120.

Рождественский, А. 1986. Хидрохимия на Българския сектор на Черно море. Изд БАН 189 с.

Розанов, А. и др., 1987. Редукционные процессы в донных отложениях прибрежной шельфовой зоны. В: биогеохим. Иссл. Болг. Шельфа. ИОАН, М. 95–107.

Романкевич, Е., 1977. Геохимия органического вещества в океане. Наука, М., 256.

Рускова, Н., В. Георгиев, 1985. Минералогична сепарация на дълбокомор-

ските тинести утайки. Сп. Бълг. геол. д-во, 46, 1; 117–118.
Рыжков, Ю., Л. Ковешников, 1963. Возникновение зон конвергенции и дивергенции в областях с резкими изменениями наклона дна. Изд. АН СССР (сер.геофиз.), 143–158.
Сапрыкин, Ф., 1984. Геохимия почв. Л., Недра, 231.
Семененко, В., Э. Коюмджиева, Н. Ковалюх, 1976. Абсолютный возраст по С14 и корреляции морских верхнеплейстоценовых отложений Украинской СССР и Народной республики Болгарии. Четвертичный период., 16, 97–102.
Семененко, В., 1987. Стратиграфическая корелация верхнего миоцена и плиоцена Восточного Паратетиса и Тетиса. Киев, Наукова думка, 232.
Семененко, В., 1999. Средиземное и Черное море – геологические параллели. В сб. Геология и полезные ископаемые Черного моря, Киев, 50–53.
Сергеева, Н., 2000. Новые данные о жизни в глубоководной сероводородной зоне Черного моря. В сб. Глобальная система наблюдений Черного моря: фундаментальные и прикладные аспекти. Изд. МГИ, Севастополь, 138–146.
Сорокин, Ю. 1982. Черное море. М., Наука, 216.
Сорокин, Ю.,1962. Микрофлора грунтов Черного моря. Микробиология 31, вып. 5, 899–903.
Степанов, В., В. Андреев, 1981. Черное море (Ресурсы и проблемы). Л., Гидрометиздат, 155.
Стоянов, А. 1991. Особенности структуры слоя 0-200 m Западной глубоководной зоны Черного моря Докл. БАН 44, 11, 75–78.
Стоянов, А. 1994. Хидрогеохимични процеси в западната част на Черно море при влияние на естествени антропогенни фактори. Варна. Докт. дис. 342.
Стоянова, Р., 1990. Биостратиграфические исследования четвертичных отложений платформенной части болгарского черноморского шельфа. Геологическая эволюция западной части черноморской котловины в неоген-четвертичное время. С., БАН, 194-202.
Страхов, Н., 1954. Осадкообразование в Черном море. Образование осадков в современных водоемах. М., АН СССР; 81–136.
Страхов, Н., 1976. К вопросу о климатических типах литогенеза в океанском секторе Земли. Литология и полезные ископаемые - 6, 1106–1117.
Страхов, Н., 1977. Существует ли аридный тип литогенеза в океане? В: Ли-

тология и полезные ископаемые, 4, 718–742.
Страхов, Н., 1978. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., Наука. 245–283.
Траянов Т., П. Димитров, Д. Солаков, И. Генов, 2000. Възможности за използване на нискодебитни подводни извори на природен газ и каптиране на прясна вода от дъното на Черно море. Известия на съюза на учените – Варна 2'99, 1'2000, 62–66.
Тримонис, Э. С., 1975. Основные черты. современного осадкообразования в глубоководной части Черного моря. В: Гидрол. и Геол. Исслед. Средиземного и Черного морей. М. Наука, 110–115 с.
Туголесов, Д., А. Горшков, Л. Мейснер, В. Соловьев, Е. Хахалев, 1985. Тектоника мезокаинозойских отложении Черноморской впадины. М. Недра, 215 с.
Федоров, П. В. 1963. Стратиграфия четвертичных отложении Крымо – Кавказкого побережья Черного моря и некоторые вопросы геологичиской истории Черного моря. М., Наука. 25–33.
Федоров, П. В., 1978. Плейстоцен Понто – Каспия. М., Наука. 31–43.
Федоров, П. В., 1982. Моллюски Понто-Каспия. В: Шанцер, Е. В. (отв. ред.) Четвертичная система, 1. М., Недра, 208–216.
Федоров, П. В., 1988. Проблема изменения уровня Черного моря в плейстоцене. Бюл. МОИП т. 63, 55–61.
Филипова, М., Е. Божилова, П. Димитров, 1983. Палинологические и стратиграфические данные о четвертичном периоде южной части болгарского черноморского шельфа. Океанология 11, С., 1622.
Хайн, В. Е., 1973. Общая геотектоника. М. Наука.
Христова, Р., 2004. Палеогеография на Българския Черноморски шелф и крайбрежие през кватернера. Дис. за канд. на науките. 149 с.
Хрисчев, Х. Г., В. Л. Шопов, 1979. Морской плейстоцен бургаского залива и проблема соотношения узунларских и карангатских слоев. Geol. Balc. 9, 2, 69–94.
Хрисчев, Х. Г., 1987. Черно море – съвременен модел на рудообразователни и нефтообразователни басейни. Списание на БАН №6, 30–37 с.
Хрисчев, Х. Г., Чочов, С. Д., В. Шопов, Д. Янкова, 1988. Литостратиграфия литофациальные особености верхнечетвертичых глубоководных осодков Западночерноморской депресии. Geol. Balc., 18.2, 3–17.
Чочов, С., Е. Караиванова. 1989. Распределение и содержания Si, Al, Fe, K, Ti, Ca, Mn, S во взвесях поверхностного слоя воды западной галистазы

Черного моря. – В: Геохимия литогенеза в условиях сероводородного заряжения (Черное море). Новосибирск, Наука.
Чочов, С. 1990. Разпределение и произход на глинестите минерали от дълбокоморските утайки на западната половина на Черно море. Палеонтология, стратиграфия и литология, бр. 28, 53–65.
Чочов, С., Е. Мандова. 1991. Електронномикроскопски изследвания на суспендираното вещество от Черно море с приложение на метода на рентгенов микроанализ. Сп. на БГД, кн. 1, 27–31.
Шадрин, И. Ф. 1972. Течения береговой зоны бесприливного моря. М. Наука, 128 с.
Шепард, Ф. П., 1969. Морская геология. Л. Недра. 488 с.
Шимкус, К. М., В. В. Мухина, Э. С. Тримонис, 1971. О роли диатомеи в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. Океанология 13, 6, 1066 – 1071. Черного моря. Океанология 18, 675–678.
Шимкус, К. М., и др. 1976. К стратиграфии глубоководных верхне четвертичных осадков.
Шимкус, К. М. 1981. Осадкообразование Средиземного моря в позднечетвертичное время. М., Наука, 239 с.
Шимкус, К. М., Е. М. Емельянов. 1990. Некоторые черты палеогеографии и глубоководного осадкообразования в Черном море в позднечетвертичное время. Балтика, том 5, 251–263.
Шнюков, Е., 1999. Грязевой вулканизм в Черном море. Геофиз. журнал 2, 38–47.
Шнюков, Е., С. Клещенко, Л. Клещенко, 1999. Субмаринная разгрузка подземных вод в Черное море. В сб. Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев, 412–418.
Шнюков, Е., В. Краюшкин, 1999. Природа, структура, условия залегания и запасы морских метаногидратов. В сб. Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев, 107–116.
Шнюков, Е., С. Клещенко, Т. Куковская, 2003. Сапропелевые осадки Восточной и Западной впадин Черного моря. Геофиз. журнал, т. 25, № 2, 100–122.
Шнюков, Е., С. Клещенко, Ю. Артемов, 2003. Новое поле газовых факелов на западе Черного моря. Геофиз. журнал Т25, № 2, 133–161.
Шнюков, Е., А. Зиборов, 2004. Минеральные богатства Черного моря. НАНУ, Киев, 278.
Шнюков, Е., А. Зиборов, 2005. Освоение минеральных богатств Черного

моря – прорыв на передовые рубежи в сфере горного промысла. Геология и полезные ископаемые Мирового океана, № 1, Киев. 56–69.
Шнюков, Е.Ф., П.Ф. Гожик, В.А. Краюшкин. 2007. В трех магах от субмаринной добычи газогидратов. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 1. Киев, 32–51.
Шнюков, Е.Ф. 2005. Газогидраты метана в Черном море, 2, Киев, 41–53.
Шопов, В., 1993. Стратиграфия на кватернерните седименти в Българския черноморски шелф. – Сп. Бълг. геол. д-во. 54, 1, 83–97.
Щербаков Ф. А. и др., 1978. Осадконакопления на континентальной окраине Черного моря. М., Наука, 210 с.
Янко В. В., 1974. Новые виды бентосных фораминифер из голоценовых отложений северозападного шельфа Черного моря. Палеонт. Сб. Львов. 76–98.

Aksu, A., R. Hiscott, D. Yaşar, 1999. Oscillating Quaternary water levels of the Marmara Sea and vigorous outflow into the Aegean Sea from the Marmara Sea. Black Sea drainge corridor, Marine Geology 153, 275–302.
Aksu, A. E., Hiscott, R.N., Yaşar, D., Işler, F.I., Marsh, S., 2002. Seismic stratigraphy of late Quaternary deposits from the southwestern Black Sea shelf: Evidence for non-catastrophic variations in sea level during the last 10,000 years: Marine Geology, v.190, Iss.1–2, p.61–94.
Artinova, N., N. Nikolov, D. Dimitrov, P. Dimitrov, D. Solakov, 2004. Studing of the influence of sapropels on the increasing of the content of humus in planosol. In: Assessment of the Black Sea Sedimentary System Since the last Extreme, 23–26, October 2004.
Atanasova, J., 2005. Paleoecological setting of the western Black Sea area during the last 15000 years. The Holocene, 1–9.
Atanasova, J., E. Bozilova, 1992. Palynological investigation of marine sediments from western sector of the Black sea. In: Proceeding of IO BAS, 97–103.
Ballard, R. D., D. F. Coleman, G. D. Rosenberg. 2000. Further evidence of abrupt Holocene drowning of the Black Sea shelf. Marine Geol., 170, 253–261.
Bombard, A., 1970. Nautrage volontaire. Arthand edit., Paris, 302.
Bozilova, E., 1973. Pollen analysis of a peatbog from N-W Rila mountain of Bulgaria. В: Палинология голоцена и марино палинология. М. Наука, 44–46.
Bozilova, E., M. Djankova, 1976. Vegetation development during the Eemian in

the Nord Black sea region. Phytology 2, 25–32.
Bozilova, E., M. Filipova, P. Dimitrov, 1979. Pollen analysis of Late Quaternary sediments from the peripherial part of the Black Sea. Bull. Du Musee National de Varna, 10 (30), 157–162.
Buruholdez, P. R., L. M. Buruholdez, L. R. Almodovar, 1960. Antibiotic activity of some marine algae of Puerto Rico. Bot. Mar., 2, 1–12.
Cağatay, N., O. Algan, M. Sakinç, J. Eastoe, L. Egesel, N. Balkis, D. Ongan, H. Caner, 1999. A mid-late Holocene saproppelic sediment unit from the soutern Marmara Sea shelf and its paleocenographic significance. Quaternary Science Reviews, 18, 531–540.
Cağatay, N., M. Gőrűr, A. Algan, C. Estoe, A. Tchapalyga, D. Ongan, T. Kuhn, İ. Kuşcu, 2000. Glacial-Holocene paleoceanography of the Sea of Marmara: timing of connections with the Mediterranean and Black Seas. Marine Geology 167, 191–206.
Calvert, S., M. Fontugne, 1987. Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene black Sea sapropel. Chem. Geol. 66, 315–322.
Calvert, S., H. Thode, D. Yeung, R. Karlin, 1996. A stable isotope study of pyrite formation in the Late Pleistocene and Holocene sediments of the Black sea. Geochim. Cosmochim. Acta 60, 1261–1270.
Chochov, S. D. 1984. The role of the Bulgarian Black sea shelf terrace relief on the recent clay sedimentation. – In: Rep. 27th Intern. Geol. Congress, Moscow, v. II; 39.
Chumakov, J. S., 1973. Pliocene and Pleistocene Deposits of the Nile Valley in Nubia and Upper Egypt. In Initial reports of the DSDP Government printing office, Washington, 1242.
Coolen, MJL; Saenz, JP; Giosan, L; Trowbridge, NY; Dimitrov, P; Dimitrov, D; Eglinton, TI. 2009. DNA and lipid molecular stratigraphic records of haptophyte succession in the Black Sea during the Holocene. Earth and Planetary Science Letters. 284 (3–4) : 610–621. 10.1016/j.epsl. 2009.05.029
Degens, E. T. and Ross, D. A., 1972. Chronology of the Black Sea over the last 25,000 years. Chem. Geol., 10: 1–16.
Degens E. T., Stoffers P. 1980. Environmental events recorded in Quaternary sediments of the Black Sea. Journal of the Geological Society, Volume 137, Number 2, 1980, pp. 131–138(8)
Demirbağ, E., E. Gökaşan,. F. Oktay, M. Simsek, H. Yüce, 1999. The last sea

level changes in the Black sea: evidence from the seismic data. Marine Geology 157, 249–265.

Deuser, W., 1974. Evolution of anoxic conditions in Black sea during Holocene. In: E.T. Ross (Eds.). Black Sea – Geology, Chemistry and Biology, American Association of Petroleum Geologist Memoir, Vol. 20, Tulsa, Oklahoma, USA, 133–136.

Dimitrov, D., P. Dimitrov. 2004. Alternative resources and energy sources from the Black Sea bottom. 1st ASSEMBLAGE WORKSHOP. 2004. 23–26 October 2004, Varna, Bulgaria. 1–36.

Dimitrov, D. P., Dimitrov P. S., Solakov D. P., Peychev V. D. 2005. The newest geological history of the Black Sea and problem about the Flood. UNESCO – IGCP The Ihternational Geoscience Programme. Kadir Has University 8–15 October 2005. Istanbul –Turkey. 37–38.

Dimitrov, D., P. Dimitrov, and ASSEMBLAGE Partners. 2005. Alternative resources and energy sources from the Black Sea bottom: Gashydrates – Energy of the future. 2nd ASSEMBLAGE WORKSHOP. 17–19 November 2005, Hamburg, Germany. 1–45.

Dimitrov, D., Dimitrov P., Lericolais G, Solakov D. 2006. "Synchronous climatic and geological events in the Black Sea and Aegean Sea during the last 25 KY" Vienna, 02–07 April 2006, EGU. 504

Dimitrov, D., P. Dimitrov, V. Peychev, K. Slavova. 2007. Application of natural nanosized materials (nanofossils) from the Black sea to agriculture, nanotechnologies and new materials. Geology and mineral resources of world ocean. Kiev, 4, 22–34.

Dimitrov, P. S., A. S. Stoyanov, G. P. Shtereva. 1981. On the distribution of the suspended material in the western part of the Black sea water area. C. R. Acad. Bulg. Scien., 34, IO, 1429–1431.

Dimitrov, P. S, T. Trayanov, B. Ranguelov, D. Solakov. 1994. Premier complexe sous-marin de recherches geodynamiques dans la mer noire. Докл. на БАН. т.47, 7.С. 55–57.

Dimitrov, P., N. Nikolov, D. Dimitrov, P. Petrov, 1999. Application of Black Sea Bottom Sediments for Natural Ecological Fertilaser, Recultivation of Exhaused Soils. Geology and mineral resources of the Black Sea, Kiev, 182–189.

Dimitrov, P., I. Genov, T. Trayanov, D. Solakov, V. Peychev. 1999. Geodynamic polygons for notifing and predicting possible earthquakes in the Black Sea

area. Геология и полезные ископаемые Черного моря. Киев, 376–383.
Dimitrov, P., D. Solakov, V. Peychev, D. Dimitrov, 2003. The source provinces in the Black Sea. Prog. of IO-BAS, vol.4, 29–35.
Dimitrov, P. S., D. Dimitrov. 2003. The relationship between anoxia formation and geo-catastrophic events into the Black sea during late Pleistocene. Past and Present Water Column Anoxia. 4–8 October 2003, Crimea, Ukraine.
Dimitrov, P., D. Dimitrov. 2004. The Black Sea THE FLOOD and the ancient myths. "Slavena". Varna. 91. http://www.io-bas.bg/noahproject/index.html
Dubarry, J. J., 1968. De la pelotherapie a la paleotherapie marine, Cahiers du C.E.R.B.O.M., facs., 10.
Dubarry, J. J., C. Termarelle, 1973. Etude experimentale de la penetration de quelque elements margues a travers les teguments. Rev Jutern. Oceanogr., Med., 29, 63–82.
Ehrhard, G-P., G. Seguin, 1978. Le plankton, composition, ecologie, pollution, Paris, 256.
Emelyanov, E. M., 2005. Barrier zones in the ocean. Springer, 636.
Filipova, M., E. Bozilova, P. Dimitrov, 1983. Palinological and Stratigrafical Data about the Quaternary from the Southern Part of the Black Sea Shelf. Oceanology, II, 24–32.
Filipova, M., P. Dimitrov, 1987. Palinological and stratigrafical data on the Quaternary in the bay of Balchik. Bull. Du Musee National de Varna, 23 (38), 215–239.
Filipova, M., E. Bozilova, P. Dimitrov, 1989. Palinological investigation of the Late Quaternary deep-water sediments from the southwestern part of the Black Sea. Bull. Du Musee National de Varna, 25 (40), 177–181.
Filipova-Marinova, M., 2003. Paleoenvironmental changes along Southern Black Sea coast of Bulgaria during the last 29 000 years. Phitologia balcanica, 9 (2), Sofia, 275–293.
Hiscott, R., A. Aksu, 2002. Late Quaternary history of Marmara Sea and Black Sea from high-resolution seismic and gravity-core studies. Marine Geology, Vol.190, Iss.(1–2), 261–282.
Hsu, K. J., 1978. When The Black sea was Drained. Scientific American. 258, 52–63.
Jones, G., A. Gagnon, 1994. Radiocarbon Chronology of black sea sediments. Deep-Sea Research I, Vol.41, No.3, 531–557.
Jouse, A. P., V. V. Mukhina, 1978. Diatom units and the paleogeography of the

Black sea in the late cenosoic. Initial Reports of the DSDP. Washington 903–950.

Khristchev, Kh., V. Shopov. 1978. Quaternary stratirgaphy of the outer South Bulgarian Black Sea Shelf. Geol. Balc. 8, 2, 21–40.

Khrishev, Kh., V. Georgiev, 1981. Surface textures of quartz grains as a source of information on the sedimentation environment in the south Bulgarian Black Sea shelf. Geol. Balc. №2, I, 77–93.

Koreneva, E. V., G. G. Kartashova, 1978. Palynological study of samples. From holes 379a, 380a. Rep. of DSDP. Washington, 951–992.

Kostov, I., 1964. On the origin of hydrogen sulphide in the Black sea. C. R. Acad. Bulg. Sci. 17, 7, 641–643.

Lericolais, G., and Assemblage partners, 2004, Assemblage deliverable 9a: MD139-Assemblage1 cruise report (http://www.ifremer.fr/assemblage/d9a-assemblage1-report.htm): European Community, Energy, Environment and Sustainable Development, Deliverables of the EVK3-CT-2002-00090 European project; Lericolais, G.; 97.

Lericolais, G., and Assemblage partners, 2005, Assemblage deliverable 7: Interpretation of multibeam and side-scan sonar data in the context of geomorphology: European Community, Energy, Environment and Sustainable Development, Lericolais, G., ed., 67 p.

Major, C., W. Ryan, G. Lericolais, I. Hajdas 2002. Constrains on Black Sea outflow to the Sea of Marmara during the last glacial-interglaciel transition. Marine Geology, v.190, Iss.1-2, p.19–34.

Moncheva, S., 1991. On the Toxicity of Exuviaela cordata Ost. Blooming in the Black sea. Rev. Internationale d'Oceanographie Medicale, 101–102–103–104, 124–126.

Moncheva, S., 1992. Cysts of blooming dinoflagellates from Black Sea. Rapp. Comm. Int Mer medit, 33, 261.

Moncheva, S., V. Velikova, 1999. Phithoplankton blooms – a key ecological problem of the Bulgarian Black Sea and possibilities for management. 46 p. (in Bulgarian and English).

Murray, J., 1989. Unexpected Changes in the Oxic/Anoxic Interface in the Black Sea. Nature, 337.

Neretin, L. (editor), 2006. Past and Present Water Column Anoxia. NATO Sciene Series IV Earth Environmental Sciences, Vol.64, Springer, 540.

Nikolov, N., M. Kamburova, D. Dimitrov, P. Dimitrov, D. Solakov, V. Peychev,

2004. Studing of the accumulation of Cr, Mo and Mn from tomatoes and paprika after introduction of sapropels in the soil. In: Assessment of the Black Sea Sedimentary System Since the last Extreme, 23–26 October 2004.

Nikolov, N., N. Artinova, D. Dimitrov, P. Dimitrov, D. Solakov, 2004. possibility of application of Black sea sediments (sapropels) for neutralization of soil acibity and increasing of hygroscopic capacity of the soils. In: Assessment of the Black Sea Sedimentary System Since the last Extreme, 23–26 October 2004.

Nikolov, N., V. Angelova, D. Dimitrov, P. Petrov, 2004. Decreasing of Pb, Zn and Cd accumulation of "Triticalle" crop from soil by using of Black Sea spropelles. In: Assessment of the Black Sea Sedimentary System Since the last Extreme, 23–26 October 2004.

Panin, N., D. Jipa, 1998. Danube river sediment input and its interaction with the north-western Black Sea. Geoeconomia, 3, 23–35.

Petrbok, J. 1952. Mekkysi plistocenni a holocenni marinni terasy Cernevo more u Balciku v Bulharsku a marinne mekkysi bulharskeho plistocenn. Sborn. Narodn. mused v Paze. VIII. 2. 19–43

Popescu, I., Lericolais G., Panin N., De Batist M., Gillet H. 2007. Seismic expression of gas and gas hydrates across the western Black Sea: Geo-Marine Letters. Volume 27, http://archimer.ifremer.fr/doc/2007/publication-2615.pdf

Radler, M. 2003. Worldwide reserves grow, oil production climbs. Jbid 101, № 49, 43–45.

Razvigorova, M., T. Budinova, V. Velev, S. Velcheva, 1997.Geochemical and petrographical analyses of Holocene sapropels of the Black Sea. I European Coal conference, Geology, 411–419.

Roman, St. 1972. Palynological Analysis of Some Black Sea Cores. Bucuresti. 526–410.

Ross, D. A., E. T. Degens, 1974. Recent sediments of Black Sea. In: The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology. Tulsa, Oklahoma, USA, Am. Assoc. Petrol. Geol., 183–199.

Ross, D. A., Y. P. Neprochnov, 1978. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Volume 42, Part 2.

Ryan, W., K. Hsu, 1973. Valencia Trough. Site 122. In: Initial Reports of the Drilling Project, Washington, 97–98.

Ryan, W., M. Cita, 1978. Messinian Badlands on the Southeastern Margin of the

Mediterranean Sea. Marine Geology, 27, 349–363.
Ryan, W., W. Pitman, C. Major, K. Shimkus, V. Moskalenko, G. Jones, P. Dimitrov, N. Görür, H. Yűce, 1997. An abrupt drowning of the Black Sea shelf. Marine Geol., 138, 119–126.
Ryan, W., W. Pitman, 1998. Noah's Flood, SIMON&SHUSTER, New York, 319.
Saturani, C., 1973. A Fossil Eel (Angulillasp) from the Messinian of alba (Tertiary Piedmontese Bassin). In: Messinian Events in the Mediterranean, Amsterdam North – Holand Publiching Compani 251.
Slavova, K., 2002. About local calibration curve of the Black sea during the period 18000–3000 calendar years BP. C. R. Acad. bulg. Sci., 55, 61–66.
Tholmazin, B., 1985. Changing Coastal Oceanography of the Black Sea Northwestern shelf. Prog. Oceanogr., Vol. 15, 58–73.
Traverse A., 1972. Palynologic Investigation of Two Black Sea Cores. – Am. Assoc. of Petroleum Geologists, 381–388.
Traverse A., 1978. Palynological Analysis of DSDP LEC 42B (1975) Cores from the Black Sea. – Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project (Washington), XLII, Part 2, 993–1017.
Vassilev, A. 2006. Optimistic and Pesimistic Model Assessments of the Black Sea Gas Hydrates. Comptes Rendus de l'Academie Bulgare de Sciences, vol. 59, № 5, 543–550.

# ГЕОЛОГИЯ И НЕТРАДИЦИОННИ РЕСУРСИ НА ЧЕРНО МОРЕ

Българска
Първо издание

Автор **гл. ас. д-р Димитър Петков Димитров**
Научен редактор **доц. дгн инж. Веселин Пейчев**
Рецензент **проф. д-р Димитър Пърличев**
Редактор **Мария Герчева**
Коректор **Дора Томова**
Предпечат **издателство "Онгъл"**
Печат **Хеликс Прес**
Варна, 2010

ISBN 978-954-8279-25-3

ОБЩИНА ВАРНА

удостоява с

# награда ВАРНА 2011

**гл. асистент д-р**

## Димитър Димитров

**Институт по океанология към БАН**

за издадената монография *Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море* на български и английски език.

протокол 34/18.05.2011

**Николай Апостолов**
Председател на Общинския съвет

**Кирил Йорданов**
кмет на Варна

Review: "Geology and Non-traditional resources of the Black Sea"

Author: Dimitar Dimitrov

Publisher: Lambert Academic Press, 2010

ISBN: 978-3-8383-8639-3

The modern Black Sea is unique in that it is the world's largest anoxic body of water. Everywhere below approximately 150 meters its deep interior is without oxygen and instead contains poisonous hydrogen sulfide. Dimitar Dimitrov's monograph asks the key questions of how did this condition arise, when did it develop, how abrupt was the event, has it occurred several other times in the past, and what does the present condition offer us in respect to harvestable economic resources. The enormous value of this monograph is that it cites and reviews in English a vast treasure of Soviet era research and data that has previously not been adequately exploited by researchers from western countries. In addition it presents modern data from American, German, French and Bulgarian expeditions that have taken place in the past 15 years on which the author has collaborated. Thus the author has written this monograph from a superior first-hand knowledge of the Black Sea and all the necessary intellectual qualifications to produce a comprehensive result.

The monograph begins with an overview of Black Sea studies that began in the nineteenth century by the Russian Geographical Society and were published in 1890 by Nicolai Andrusov, who was the first to describe the presence of hydrogen sulfide and also the first to propose that this substance was created by biological decomposition of life forms containing sulfurous compounds. The monograph continues with discoveries from the 1927-1930 Azov – Black Sea expedition led by N. Knipovich and the classic publication in 1938 by A. Arkhangelskiy and Nicolai Strakov titled "Geological structure and history of development of the Black Sea". The monograph refers to and cites more than 200 publication in Russian and Bulgarian journals, which is an extraordinary accomplishment. Dimitrov makes a strong and most convincing case that the hydrogen sulfide is generated within the sediments on the floor of the Black Sea by a combination of bacterial reduction of seawater sulfate and by sulfate diffusing into the seabed and interacting with subsurface methane as initially proposed by Strakov in 1971 in an important publication that unfortunately has been rarely cited.

For example, we learn in reading this monograph that many of the observations announced by Ross and Degens in *Science* in 1970 from the Atlantis II expedition concerning the Black Sea sediments had already been reported in Soviet literature. The same is true for the chemical composition and physical structure of the water column and the knowledge of the two-way water flow through the Bosporus Strait which was well documented in the 1960's prior to expeditions of research vessel from western countries. Therefore the illustrations in the monograph from the earlier literature are of great value not only to the historians, but to academics that

can use these data sets as additional boundary conditions in their computations and models. The monograph is extensively populated with diagrams, maps and graphs that are relevant to contemporary research. It has been a great pleasure for the reviewer to discover these illustrations in the monograph and benefit from them.

The reader will learn that for more than ninety percent of the time during the past 5 million years the Black Sea had been an inland freshwater lake, only briefly invaded in a few discrete events by saltwater from the Mediterranean Sea. The most recent invasion occurred approximately 8,000 radiocarbon years before present. Prior to then there had been an invasion in the Karangatian stage about 130,000 years ago. With each invasion the more dense saltwater from the Mediterranean Sea entered into a lake whose surface lay at an elevation below that of the external ocean. Consequently the surface of the lake rose abruptly as its water became salty, and the new sea submerged its previously exposed margin. The hypothesis of an rapid downing of a former terrestrial landscape is controversial and has been refuted in peer-reviewed publications. Nevertheless, new observations from expeditions of the Bulgarian Academy of Sciences provided strong support for the concept of a "catastrophic" flooding of the margins and a rapid salinization of the lake, leading to an abrupt onset of anoxia as proposed in the monograph. The switch from freshwater to saltwater faunal is also sudden as shown in diagrams representing the abundances of difference species of mollusks, diatoms and foraminifera. The simultaneous disappearance of the freshwater specimens and appearance of saltwater ones is thoroughly documented and astonishing. The arrival of saltwater that soon filled the interior of the former lake produced a density stratification that inhibited surface water that can exchange oxygen with the atmosphere from descending into the interior. As a consequence, the decay of organic matter, as it accumulated on the seabed, depleted the remaining oxygen in the abyss and set the stage for the production of hydrogen sulfide. The text describing these processes is technical, and therefore the monograph is aimed for a scientific readership.

Once the interior of the Black Sea lost its oxygen, the organic matter that rained down on the seabed became preserved in the sediment. Without benthic creatures (due to the inhibiting presence of hydrogen sulfide) the sediments were no longer churned or otherwise disturbed such that layering as thin as sub-millimeter was retained. When examined in sediment cores, this deposit called sapropel mud displays thousands upon thousands of thin laminae (varves) representing seasonal changes in Black Sea climate at the resolution of a single year. The monograph contains exquisite pictures of the delicately-laminated sediment.

The novel theme in the monograph is its proposal that if mined from the seabed, the sapropel mud could be used as a nutritional supplement in agriculture. Roughly a quarter of the monograph is devoted to describing the benefits of the Black Sea sapropel (for example sterile of potentially contaminating microflora), its unlimited abundance, and its special physical and biogeochemical properties. The author has carried out experiments since1985 showing that the sapropel can convert acidic soil to almost alkaline. When tested with wheat it improved the biomass by 30 percent.

Other uses include improved soil structure, use as an absorbent for heavy metals and radionuclides, use in ceramics and cosmetics.

Praise for the monograph derives from its breadth of information and thorough documentation concerning the Black Sea including its physiographic setting, bathymetry, circulation, water properties, its sediments and their accumulation over the past 5 million years. The content is comprehensive, but will not be easily digested by a non-technical audience. Weakness is material discussed in early chapters and unnecessarily repeated in subsequent chapters.

In summary, the monograph is an indispensible resource for those currently studying the Black, Caspian and even Mediterranean Sea, each of which has experienced repetitive episodes of basin wide anoxia and the accumulation of sapropel mud.

Reviewer: William B. F. Ryan, Lamont-Doherty Earth Observatory of Columbia University

# САПРОПЕЛИ – БОГАТСТВО ЧЕРНОГО МОРЯ*

В конце 2010 года издательство “Онгъл” (Варна, Болгария) выпустило в свет на болгарском языке книгу болгарского морского геолога Д.П. Димитрова “Геология и нетрадиционные ресурсы Черного моря”. Несколько позже академическое издательство “Lambert Academic Publishing” (Германия) переиздало ее на английском языке. Планируется издать ее и на русском языке.

Проблема изучения и практического освоения сапропелей давно привлекает внимание ученых. Болгарские и украинские исследователи последние годы активно сотрудничают в рамках нескольких совместных проектов по этой проблеме.

В книге собраны и проанализированы новые данные по использованию научных результатов в народном хозяйстве.

В первой главе, наряду с обзором исследований, автор рассматривает основные факторы формирования современных осадков, отмечая, что эти факторы влияли на их формирование в геологическом прошлом. Кроме традиционных факторов впервые подробно рассмотрено явление “апвеллинга”, а также роль взвешенного материала и геохимических барьерных зон в осадочных процессах.

Особый интерес вызывают палеогеографические реконструкции во второй главе книги. Современные Средиземное, Черное и Каспийское моря неоднократно подвергались геокатастрофическим воздействиям, вызванным резкими изменениями климата или глобальными геологическими процессами. В цепи взаимосвязанных водоемов Атлантический океан – Средиземное – Черное – Каспийское моря связь между ними неоднократно прерывалась и восстанавливалась.

По выводам автора, на границе миоцен – плиоцен (мессиний – занклий в Средиземном море, понт – киммерий в Черном море и понт – балханская свита в Каспийском море) возникает облик современных бассейнов.

На этой границе формировались три продуктивных бассейна: эвапоритово-сероносной формации мессиния (formazione gessoso solfifera) в Средиземном море, Азовско-Черноморской железорудной формации киммерия и балханской свиты Каспийского моря, с которой связаны гигантские месторождения нефти и газа.

Черноморский кризис, разразившийся 8–9 тыс. лет тому назад, связан с геокатастрофическими событиями, вызванными таянием ледников.

В результате катастрофы на дне Черного моря образовались масштабные скопления глубоководных органогенно-минеральных осадков (ГВОМО).

В третьей главе на основе комплексной стратиграфической корреляции автор впервые убедительно выделяет озерные (верхний плейстоцен, новоэвксин) и морские (голоцен) осадки.

Основные типы голоценовых осадков детально проанализированы многочисленными радиоуглеродными анализами ($^{14}C$).

*Димитров Д. Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море. Издателство “Онгъл”, Варна. 2010. 269 с. ISBN 978-954-8279-25-3

Состав, свойства и распределение осадков хорошо обоснованы в четвертой главе. ГВОМО представлены сапропелевыми, диатомовыми и кокколитовыми илами, которые часто переслаиваются и образуют общий технологический слой.

Типичные сапропелевые илы составляют основание голоцена и представляют собой микрослоистые, каучукоподобные, коричневато-зеленые плотные илы.

Основной составляющей сапропелей являются динофлагелатные цисты, акритархи, пыльца и глинистые минералы. Человеческое присутствие этого времени отражено наличием в сапропелях пыльцы зерновых культур. Возраст нижнего слоя сапропелевых илов по данным радиоуглеродных датировок ($^{14}C$) варьирует в интервале 8 – 9 тыс. лет и фиксирует начало катастрофы.

Органическое вещество в сапропелях является главным седиментообразующим фактором и сорбирует многие макро- и микрокомпоненты.

Над сапропелями обычно залегают диатомовые и кокколитовые илы, в которых основная составляющая – кокколитовые и диатомовые водоросли. В подчиненном количестве идут глинистые минералы.

Пятая глава рассматривает области практического приложения ГВОМО. Самые убедительные результаты применения ГВОМО получены в области биоземледелия, агромелиорации и производства биопрепаратов. Полученные результаты (повышение урожайности и долгосрочная стабилизация почв) позволяют создать новый тип агробиотехнологической промышленности на основе ГВОМО. Их можно применять и для рекультивации хвостохранилищ, хранилищ бытовых отходов, а также земель, загрязненных тяжелыми металлами и радионуклидами.

ГВОМО с успехом можно использовать в других областях – строительстве, энергетике, керамике, фармацевтике, для нано- и информационных технологий и др.

Шестую главу автор посвятил запасам и добыче сырья. Конечно, добыча ГВОМО с глубин до 2000 м – весьма трудная задача, и она требует детальной геолого-экономической оценки стоимости добычи сырья, потребностей, государственных стандартов и условий экспорта.

Седьмая глава является дискуссионной и рассматривает Черное море как неиссякаемый сырьевой и энергетический центр Европы.

Настоящая книга является оригинальным авторским исследованием в области нетрадиционных ресурсов Мирового океана, какими являются ГВОМО. Это пионерская работа в области ресурсов Черного моря и создания основ морской горной промышленности.

В заключение хотелось бы рекомендовать эту книгу ученым и специалистам, интересующимся геологическими и геоэкологическими проблемами Черного моря.

*Академик НАН Украины*
***Е.Ф. Шнюков***

BULGARIAN ACADEMY OF SCIENCES

# NEWS

MONTHLY INFORMATIONAL BULLETIN ABOUT SCIENCE AND TECHNOLOGIES

No 6 (94), Year IX ISSN 1312-2436 **www.bas.bg** Sofia, June 2011

## New Achievements in Marine Geology

*Assoc. Prof. Ruslan Kostov, DSc*

Institute of Oceanology – BAS
*9003, Varna, 40, 1 mai Str., Asparuhovo*

Out of print is Dr. Dimitar P. Dimitrov's monograph "Geology and Non-traditional Resources of the Black Sea" (2010, Varna, Ongul Publishing House, 269 p.). It presents general data and new original scientific results on the subject from recent years, related to the dissertation of the author, who works at the Institute of Oceaonology (Bulgarian Academy of Sciences) in Varna.

A short introduction is followed by well-balanced in volume chapters as: Overview of the research work and the factors affecting the formation of the sediment complex on the bottom of the Black Sea; Paleographic reconstructions and conditions for the formation of mineral products (including geocatastrophic events); Shelf and deep sea sediments – stratigraphic and lithological-geochemical characteristics; Deep sea organogenic-mineral sediments (DSOMS) – origin, composition, properties and distribution; Areas of application of DSOMS; Deposits, mining and geological conditions, technology and equipment for production of DSMOS; The Black Sea – an energy crossroad and/or a non-traditional energy and resource centre of Europe.

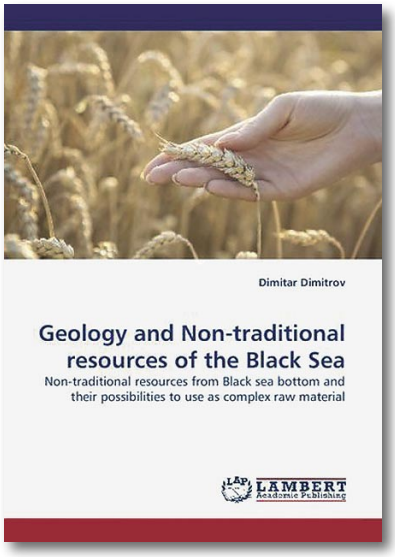
The monograph is illustrated with black and white and colored figures, schemes and maps. Two appendices are included, with description of the deep sea drills and radiocarbon dating data. The author is well acquainted with the scientific problems of the discussed subject on the basis of Bulgarian and foreign publications. His interdisciplinary approach to the matter with eyes turned on practice and future must be noted as a true merit.

The author examines the geohistorical development of the Black Sea region, the related events, available mineral resources and presents his analytical and experimental data. The main contributions of the work could be summarized in the following directions: detailed description of the formation of the studied sediment complex along the western Black Sea shelf zone during the Upper Pleistocene and Holocene; origin, composition and possible application

of deep sea organogenic mineral sediments (mainly sapropels, but diatomaceous and coccolithic sediment as well); determination of the nature of DSOMS as an alternative non-traditional resource with data of reserves and potential exploitation; examples of the practical application of DSOMS in agriculture (ameliorator, bioproducts) as eco-substitutes of genetically modified organisms; determination of the contemporary ecological problems of the region; discussion of the economic efficiency of DSOMS as a potential complex resource with multiple applications.

***IN THIS ISSUE:***

Application of kinematic geometry in the synthesis of mechanisms for mechatronic systems used for micro technological operations 2




The study extends the prospects regarding mineral resources of the Bulgarian Black Sea shelf zone and the adjacent deep sea area. The experiments carried out in agriculture (growth stimulation of control plants; resistance to weeds and pests) demonstrate a variety of possible applications. Very important is the good knowledge of the geochemical and biogeochemical characteristics of the mineral resources and the respective products.

The study witnesses for significant international contacts and cooperation connected with expeditions, analyses and participation in scientific forums. It should be noted that a lot of materials have been published recently regarding Quaternary geology and biospheric events in the Black Sea region, e.g. the collection of articles comprising over 1000 pages of the book "The Black Sea Flood Question: Changes in coastline, climate and human settlement" (2007), edited by V. Yanko-Hombach, A. S. Gilbert, N. Panin and P. M. Dolukhanov, as well as discussions and reports of international research projects as INQUA 501 "Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies" and IGCP 521 "Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptation".

In the light of the contemporary complex investigations the Black Sea is connected with a number of ecological issues including its anthropogenic (technogenic) pollution with harmful nitrate and phosphate compounds, oil products and heavy metals, caused by the discharge of industrial and domestic wastes and intensive navigation. In archaeological and cultural aspect, the Black Sea played an important role in the formation of Varna civilization in the middle of V mill. B.C., which is related with the discovered golden treasure, the biggest and the oldest one in the world, the first faceted gems, and the origin of metrological and mathematical systems. The Black Sea is an enormous source of hydrogen sulfide and methane (from gas hydrates) and could be seen as "a unique natural geobiotechnological reactor".

The monograph is translated into English and published abroad (Dimitrov, D. 2010. Geology and Non-traditional Resources of the Black Sea: Non-traditional resources from the Black Sea bottom and their possibilities to use as complex raw material. Saarbruken: LAP LAMBERT Academic Publishing, 240 p.), which makes it a valuable contribution to the international geo-information exchange, presenting the Bulgarian science in this developing and important interdisciplinary research field.

# Application of kinematic geometry in the synthesis of mechanisms for mechatronic systems used for micro technological operations

*Assist. Prof. Vladimir Kotev PhD*

Institute of Mechanics – BAS
*1113 Sofia, Acad. Georgi Bonchev Str., Bl. 4*

During the past decades a wide application of robots in the area of micro and nano technological operations has been observed. Robots and manipulators must operate in micro and nano working zone with a high accuracy. This circumstance leads to the design of mechatronic systems (MS) performing micro trajectories with high accuracy. Hybrid macro-micro robots are able to perform macro motions with a conventional regional structure and micro motions with incorporated actuators in their links. The cell injection robot developed at the Institute of Mechanics at the Bulgarian Academy of Sciences is an example for this type of robots (see *fig.1a*). The micro manipulator of the robot has a parallel structure. Also the micro manipulator is driven by three piezoactuators (see *fig. 1b*).

The application of the methods of kinematic geometry (KG) in the synthesis of mechanisms by infinitesimally close positions (ICP) is modern with regard to the development of micro and nano robotics. The KG has been developed as scientific area since the last decades of 19th century [Willis 1870, Reuleaux 1875]. Many scientists have been applying and developing the methods of KG using computers. They are very appropriate for the approaches of KG to be used in the synthesis of path-gener-

БЪЛГАРСКА АКАДЕМИЯ НА НАУКИТЕ

# НОВОСТИ

МЕСЕЧЕН ИНФОРМАЦИОНЕН БЮЛЕТИН ЗА НАУКА И ТЕХНОЛОГИИ

Брой 6 (94), година IX ISSN 1312-2436 **www.bas.bg** София, юни 2011 г.

## Постижения на морската геология

*Доц. дгн Руслан Костов*

Института по океанология при БАН
*9003 Варна, ул. „1 май“ № 40, кв. „Аспарухово“*

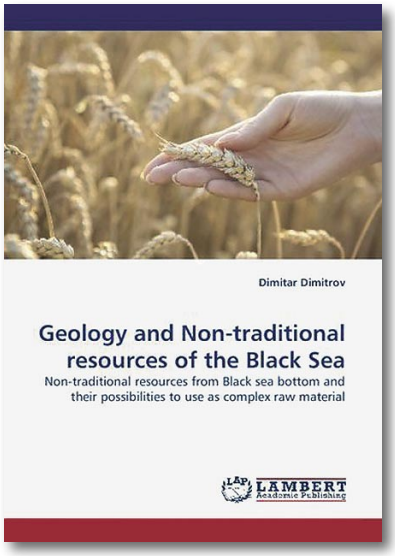
Излезе от печат монографията на доц. д-р Димитър П. Димитров „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море“ (2010. Варна, Изд. „Онгъл“, 269 с.). В книгата се представят обобщаващи данни и нови оригинални научни резултати по темата от последните години, свързани с дисертационния труд на автора, който работи в Института по океанология при БАН във Варна.

След кратко въведение следват добре балансирани по обем глави: Обзор на изследванията и фактори на формиране на седиментния комплекс на дъното на Черно море; Палеогеографски реконструкции и условия на формиране на полезни изкопаеми (включваща и геокатастрофални събития); Шелфови и дълбоководни седименти със стратиграфска и литолого-геохимична характеристика; Дълбоководни органогенно-минерални утайки (ДОМУ) – произход, състав, свойства и разпространение; Области на приложение на ДОМУ; Запаси, минно-геоложки условия, технология и техника за добив на ДОМУ; Черно море – енергиен кръстопът и/или нетрадиционен енергиен и суровинен център на Европа. Монографията е илюстрирана с черно-бели и цветни илюстрации, схеми и карти, а като допълнение са включени две приложения с описи на дълбоководни сондажи и радиовъглеродни датировки. Авторът е отлично запознат с научната проблематика по темата от български и чуждестранни публикации, както и с фондови материали, а като особено ценен трябва да се отбележи неговият интердисциплинарен подход с поглед към практиката и бъдещето.

След запознаването с геоисторическото развитие на Черноморския регион и свързаните с него събития и налични полезни изкопаеми, авторът разкрива своите аналитични и експериментални данни, като основните приноси в труда могат да се систематизират в следните няколко направления: описание на формирането и детайлизиране на изследвания седиментен комплекс по шелфа на Западното Черноморие през Горния плейстоцен и Холоцена; генезис, състав, възможна употреба и значение на дълбоководните органогенно-минерални утайки (предимно сапропелни, но също така диатомови и коколитови); определяне на спецификата на ДОМУ като алтернативна нетрадиционна суровина с данни за запаси и потенциален добив; примери на практическо приложение на ДОМУ с демонстрация в селското стопанство (естествен тор; биопродукти) като екозаместители на генно модифицирани организми; определяне на съвременните екологични проблеми на региона; разглеждане в икономически аспект на ДОМУ като перспективна комплексна суровина с многоцелево приложение. Изследването разширява перспективите по отношение на полето и вида на полезните изкопае-

***В БРОЯ:***

Приложение на кинематичната геометрия в синтеза на механизми за мехатронни системи за микротехнологични операции 2




ми в зоната на българския черноморски шелф и прилежащата дълбоководна акватория. Проведените експерименти в селското стопанство с прилагане на ДОМУ (стимулиране на растежа при контролни култури; устойчивост срещу плевели и вредители) демонстрират разнообразие от възможни приложения. От значение в разработката е доброто познаване на геохимичните и биогеохимичните особености на природните суровини и съответните продукти.

Научното изследване показва и значимите международни контакти и сътрудничество, свързани с експедиции, анализи, както и участия в научни форуми. Трябва да се отбележи, че по отношение на кватернерната геология и биосферните събития на Черноморския регион в последните години се появиха множество публикации, например, сборникът със статии от близо 1000 страници „The Black Sea Flood Question: Changes in Coastline, Climate and Human Settlement“ (Edited by V. Yanko-Hombach, A. S. Gilbert, N. Panin, P. M. Dolukhanov; 2007), дискусии и международни научни проекти (например: INQUA 501 „Caspian-Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: Sea level change and human adaptive strategies“; IGCP 521 „Black Sea-Mediterranean Corridor during the last 30 ky: sea level change and human adaptation“).

Черно море в светлината на съвременните комплексни изследвания се свързва още с редица екологични проблеми, включително и неговото антропогенно (техногенно) замърсяване от индустриални и битови отпадъци и интензивно корабоплаване с вредни нитратни и фосфатни съединения, нефтопродукти и тежки метали. От особен интерес в археологически и културологичен аспект е и ролята на Черно море и региона за появата на Варненската цивилизация около средата на V хил. пр.Хр., която е свързана с откритото най-голямо и ранно златно съкровище в света, с първите константно фасетирани скъпоценни минерали, както и с възникването на метрологични, включително тегловни и математически системи. По своята природа Черно море е огромен източник на сероводород, както и на метан (от газови хидрати) и то може се разглежда като „природен геобиотехнологичен реактор“.

Монографията е преведена също така на английски език и е отпечатена в чужбина: Dimitrov, D. 2010. Geology and Non-traditional Resources of the Black Sea. Non-traditional Resources from the Black Sea Bottom and Their Possibilities to Use As Complex Raw Material. LAP LAMBERT Academic Publishing, Saarbruken, 240 p. Това я прави ценен български принос в международния геоинформационен обмен, представяйки българската наука в това развиващо се и важно научно направление с интердисциплинарна значимост.

# Приложение на кинематичната геометрия в синтеза на механизми за мехатронни системи за микротехнологични операции[1]

*Гл. ас. д-р Владимир Котев*

Институт по механика
*1113 София, ул. „Акад. Георги Бончев“, бл. 4*

През последните десетилетия се наблюдава широко приложение на роботите в сферата на микро- и нанотехнологичните операции. Роботите и манипулационните системи трябва да оперират с висока точност в микро-, нанаработно пространство. Това обстоятелство налага да се конструират манипулационни системи, които да реализират микротраектории с висока точност. *Хибридните макро-микро* роботи могат да реализират макродвижения с класически тип регионална структура и микродвижения с вградени към звената ѝ микроактюатори. Един такъв пример е роботът за инжектиране на клетки, който е конструиран в Института по механика–БАН. Микроманипулаторът на робота има паралелна структура и е задвижван от три пиезо актюатора (*фиг. 1*).

Методите на кинематичната геометрия (КГ) за синтез по безкрайно близки положения (ББП) са актуални във връзка с развитието на микро- и нанороботиката. Кинематичната геометрия като научна област се развива от последните десетилетия на XIX век [Willis 1870, Reuleaux

[1] За тази разработка авторът е носител на наградата на БАН „Проф. Марин Дринов“ за най-млади учени до 35 години за 2011 г.

# ПОСТИЖЕНИЯ НА МОРСКАТА ГЕОЛОГИЯ

От печат излезе монографията на д-р Димитър П. Димитров "Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море" (2010. Варна, Изд. "Онгъл", 269 с.). В книгата се представят обобщаващи данни и нови оригинални научни резултати по темата от последните години, свързани с дисертационния труд на автора, който работи в Института по океанология на БАН във Варна.

След кратко въведение, следват добре балансираните по обем глави: Обзор на изследванията и фактори на формиране на седиментния комплекс на дъното на Черно море; Палеогеографски реконструкции и условия на формиране на полезни изкопаеми (включваща и геокатастрофални събития); Шелфови и дълбоководни седименти със стратиграфска и литолого-геохимична характеристика; Дълбоководни органогенно-минерални утайки (ДОМУ) - произход, състав, свойства и разпространение; Области на приложение на ДОМУ; Запаси, минно-геоложки условия, технология и техника за добив на ДОМУ; Черно море - енергиен кръстопът и/или нетрадиционен енергиен и суровинен център на Европа. Монографията е илюстрирана с черно-бели и цветни илюстрации, схеми и карти, а като допълнение са включени две приложения с описи на дълбоководни сондажи и радиовъглеродни датировки. Авторът е отлично и широко запознат с научната проблематика по темата от български и чуждестранни публикации, използвани са и фондови материали. Особено ценен е интердисциплиналният подход към проблемите от практиката и във връзка с бъдещето, използван от автора.

След като запознае читателя с геоисторическото развитие на Черноморския регион и с налични полезни изкопаеми в него, д-р Димитър П. Димитров оповестява своите аналитични и експериментални данни. Приносът на този труд може да бъде систематизиран в следните няколко направления: описание на формирането и детайлизиране на изследвания седиментен комплекс по шелфа на западното Черноморие през Горния Плейстоцен и Холоцена; генезис, състав, възможна употреба и значение на дълбоководните органогенно-минерални утайки (предимно сапропелни, но също така диатомови и коколитови); определяне на спецификата на ДОМУ като алтернативна нетрадиционна суровина с данни за запаси и потенциален добив; примери на практическо приложение на ДОМУ с демонстрация в селското стопанство (естествен тор; биопродукти) като екозаместители на генномодифицирани организми; определяне на съвременните екологични проблеми на региона; разглеждане в икономически аспект на ДОМУ като перспективна комплексна суровина с многоцелево приложение. Изследването разширява перспективите по отношение на полето и вида на полезните изкопаеми в зоната на българския черноморски шелф и прилежащата му дълбоководната акватория. Проведените експерименти в селското стопанство с прилагане на ДОМУ (стимулиране на растежа при контролни култури; устойчивост срещу плевели и вредители) демонстрират разнообразие от възможни приложения. От значение в разработката е доброто познаване на геохимичните и биогеохимичните особености на природните суровини и съответните продукти.

Научното изследване дава информация и за значимите международни контакти, за проведените експедиции, направените анализи, както и с участията в различни научни форуми.

Черно море в светлината на съвременните комплексни изследвания се свързва още с много различни екологични проблеми, сред които и антропогенното му (техногенно) замърсяване от индустриални и битови отпадъци, и от интензивното корабоплаване с вредни нитратни и фосфатни съединения, с нефтопродукти и тежки метали. Особен археологически и културологичен интерес представлява ролята на Черно море и на региона за появата на Варненската цивилизация около средата на V хилядолетие пр. Хр., която е свързана с откритото най-голямо и ранно златно съкровище в света, с първите констатно фасетирани скъпоценни минерали, както и с възникването на метрологични, включително тегловни и математически системи. По своята природа Черно море е огромен източник на сероводород и метан (от газови хидрати) и може се разглежда като "природен геобиотехнологичен реактор".

Монографията е преведена на английски език и е отпечатана и в чужбина.

***Доц. дгн Руслан И. КОСТОВ***

# Отзив
# от проф. дн Мариана Филипова–Маринова

## на монографията „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море” с автор доц. д-р Димитър Петков Димитров

Монографията „Геология и нетрадиционни ресурси на дъното на Черно море” има обем от 269 стр., въведение, 6 глави, заключение, 2 таблични приложения и 292 заглавия на използвана литература от които 213 бр. заглавия на кирилица и 79 бр. заглавия на английски език. Издадена е на български (Издателство „Онгъл”, Варна, ISBN 978-954-8279-25-3. 269 с) и английски език (Издателство “LAP - Lambert Academic Publishing”, Германия, ISBN 978-3-8383-8639-3. 244 p) и е удостоена с индивидуална награда „Варна 2011” за природни науки.

В първа глава са съчетани обзорът на изследванията и основните фактори на формиране на седиментния комплекс. Разгледани са специфичните океанографски фактори, като някои от тях се формулират за първи път (ролята на суспендираното вещество, явлението ъпуелинг). Много важен е изводът, че Черно море представлява природен геобиотехнологичен реактор.

Изяснена е ролята на сероводорода в съвременните седиментационни процеси, както и неговия произход и разпределение. Изтъква се ролята на сероводорода в процеса на консервация на органичното вещество в утайките. Появата на сероводорода в Черно море е свързана с геокатастрофалните събития преди 8 хил. години, доказани с появата на минералите манганокалцит и доломит.

Изясняването на основните фактори на формиране на седиментния комплекс се явяват важен елемент в изясняване етапите на палеогегографското развитие на басейна. Особено интересно е отделянето на т. н. геохимични бариерни зони (ГБЗ), които имат особена роля във формирането на полезни изкопаеми.

Втора глава е посветена на палеогеографските реконструкции на басейна. Доплейстоценският (докватернерен) етап е отделен главно по анализ на литературни данни за съществуващите през неогена Тетис (Средиземно море) и Паратетис (Черно и Каспийско море).

Етапите на развитие на Черноморския басейн през плейстоцена и холоцена са свързани с многократното прекъсване и възстановяване на връзката му със Средиземно море. Отделните етапи (стадии) са добре обосновани с широк комплекс от стратиграфски методи. Особено добре е обоснован последния холоценски стадий през който се образуват гигантските натрупвания от сапропели, диатомови и коколитови тини. Последният етап е свързан с геокатастрофалните събития и последвалата екологична катастрофа.

В подглави II-IV се разглежда връзката между геокатастрофалните събития и Библейския потоп. Твърде смелите позиции на автора противоречат на съществуващите и утвърдени представи за постепенната (безконфликтна) връзка между Черно и Средиземно морета преди около 10 хил. години. Независимо от това тази научна версия има своето място в книгата.

Трета глава е посветена на стратиграфската и литолого-геохимична характеристика на утайките. Приложен е широк спектър от биостратиграфски методи и абсолютни датировки по $^{14}C$, което придава достоверност на стратиграфските построения. Данните от биостратиграфските изследвания са интерпретирани убедително. Особен принос на автора е съчетанието на биостратиграфските методи и корелацията им с радиовъглеродните датировки по $^{14}C$. Цитирането и приносите на другите изследователи е акуратно.

Особен принос на автора е разработването на глава IV. За първи път дълбоководните органогенно-минерални утайки на дъното на Черно море са обект на толкова задълбочени и всеобхватни изследвания. Изучени са дълбоководните новоевксински (езерни) утайки, формирани в условията на вюрмското заледяване, особено добре характеризирани по спорово-поленови спектри. Гигантските натрупвания на сапропелни, диатомови и коколитови утайки, които според автора са резултат от екологическа катастрофа на басейна преди около 8 хил. години представляват важна комплексна суровина с многоцелево приложение. Химичният състав на макрокомпонентите показва високи съдържания на компонентите на плодородието като $Al_2O_3$, $CaCO_3$, $C_{орг.}$, $MgO$, $P_2O_5$, $SiO_2$ (аморфен) и редица благоприятни за растежа на растенията микрокомпоненти, от които съдържанието на Mo достига 0.020%.

Важно е да се отбележи, че минералната форма и компонентите на плодородието се намират в изключително подходяща форма за усвояване от кореновата система на растенията.

Особено добре са охарактеризирани и богато илюстрирани сапропелните, диатомовите и коколитовите тини. Рентгеноструктурният и микроскопски анализ илюстрират минералния състав на глинестите минерали, структурата, текстурата и минералния и органичен състав на сапропелите. Показани са електрон-микроскопски изследвания, както върху суспензиите, така и върху утайките. Особено интересно е съдържанието на нанофосили, които представляват интерес н областта на нанотехнологиите.

Областите на приложение на ДОМУ, отразени в глава V предизвикват изключителен интерес поради факта, че авторът предлага натурален екологичен тор под формата на агромелиорант, биопрепарати и хидробионти в оранжерийното производство.

Приведеният патент, защитен в нашето патентно ведомство, е убедителен документ за изключителното приложение на ДОМУ в селското стопанство.

Аграрното законодателство на Европейския съюз цели да обезпечи безопасността на селскостопанското продукция. Широкото прилагане у нас на изкуствени торове и пестициди води до повишаване на канцерогенните елементи в селскостопанските продукти, което е недопустимо. Предлаганите природни агромелиоранти и биопрепарти се явяват важна алтернатива на изкуствени торове и пестициди. Независимо от факта, че в V глава се разглеждат резултати, получени от приложението на продукта в агробиоземеделието, авторът умело борави с материята и коректно цитира и отразява приносите на агробиолозите.

Особено интересни са изпитанията на създадените биопрепарати върху 5 вида житни култури и царевица. Създадени са продукти, които съдържат само натурални съставки и отговарят на високите изисквания на Европейския съюз.

В резултат на тези разработки са създадени агробиотехнологии за повлияване растежа и развитието на различните видове култури, както и за осъществяването на пестициден контрол.

Освен като естествен екологичен тор, биопрепарати и хидробионти, според автора ДОМУ могат да се използват с успех за рекултивация на хвостохранилища и земи замърсени с тежки метали и радионуклиди. Авторът разглежда и други възможни области на приложение, като нанотехнологии и нови материали, строителство, керамични и металокерамични изделия, добавки към храните, фармацевтични продукти, козметика и калолечение.

В VI глава авторът ни запознава със запасите на суровината, минно-техническите условия, техника и технологии за техния добив. Ориентировъчните запаси на суровината възлизат на около 8 млрд. $m^3$. Авторът показва широка ерудиция и компетентност и по проблемите на добива на суровината.

Накрая авторът разглежда ДОМУ като геоекологичен ресурс и твърди, че тяхната експлоатация няма да доведе до нарушаване на съществуващото природно равновесие.

По същество, авторът предлага за първи път в Черно море на нов тип морска минно-добивна промишленост

Заключението и изводите са написани професионално със задълбочено познаване на материята.

Към книгата са подготвени 2 приложения, които са изключително полезни за читателите – прил. 1. - радиовъглеродни датировки и прил. 2. - описание на сондажите с географски координати.

В заключение искам да изтъкна, че книгата е едно завършено интердисциплинарно изследване. Написана е професионално и последователно ни въвежда във факторите на формиране на седиментния комплекс, литологията и стратиграфията, както и качествата на ДОМУ като комплексна суровина с многоцелево предназначение, която може да бъде включена в минерално – суровинния баланс на страната.

Като оценявам високо качествата на рецензирания труд, предлагам на уважаемия научен съвет да препоръча книгата „Геология и нетрадиционни ресурси на дъното на Черно море” с автор доц. д-р Димитър Димитров за участие в „Конкурс за високи научни постижения за честването на 145 години БАН”.

Варна подпис:
19.02.2014 проф. дн Мариана Филипова–Маринова

# ОТЗИВ
## от проф. д-р Димитър Георгиев Пърличев

## на монографията
## „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море”
## с автор доц. д-р Димитър Петков Димитров

Монографията „Геология и нетрадиционни ресурси на дъното на Черно море” има обем от 269 стр., въведение, 6 глави, заключение, 2 таблични приложения и 292 заглавия на използвана литература от които 213 бр. заглавия на кирилица и 79 бр. заглавия на английски език. Издадена е на български (Издателство „Онгъл”, Варна, ISBN 978-954-8279-25-3. 269 с) и английски език (Издателство “LAP - Lambert Academic Publishing”, Германия, ISBN 978-3-8383-8639-3. 244 p) и е удостоена с индивидуална награда „Варна 2011” за природни науки. Фигурите са с добро и много добро качество и успешно илюстрират тезите и концепциите на автора.

Във въведението се изтъкват уникалните особености на Черно море като морски басейн, които дават отражение и на седиментните процеси в него, включително и на органогенните утайки. Те го характеризират като своеобразен природен геобиотехнологичен реактор, способен да генерира специфични георесурси. Изтъква се нарастващото в последните десетилетия значание на Черно море за региона по отношение различните аспекти на неговото практическо използване, но също и някои негативни процеси и явления и проблемите, които пораждат. Във въведението са формулирани обекта и предмета, целите и задачите и бегло методите на изследването, а накрая и най-съществените научни и приложни приноси.

Глава I започва с обзор на изследванията, но акцентът е върху обстойния анализ на основните океанографски фактори за формиране на плейстоценския седиментен комплекс: климатичния, източниците на седиментен материал, хидродинамичните и хидробиогеохимичните фактори, наред с които за пръв път се разглеждат така сериозно поне в нашата литература още два фактора: ролята на суспендираното вещество и явлението ъпуелинг. Изложени са съвременните представи за ролята на $H_2S$ във формирането на черноморските холоценски утайки, доколкото неговата поява се свързва с геокатастрофалните явления в Черно море преди 7500 – 8000 години. Съществен момент за разбиране процесите на седиментация е отделянето на т.н. геохимични бариерни зони, общо 8 на брой, с особено значение за формирането на различни полезни изкопаеми.

Глава II третира въпросите на геоисторическото развитие на Черно море от времето, когато то е било част от Паратетиса (миоцена и плиоцена) до наши дни. Посочена е ролята на многократното прекъсване и възстановяване на връзката на Черно със Средиземно море и Световния океан и ролята на фактора връзка за процесите на седиментацията в него. Основно внимание е отделено на плейстоценския етап и плейстоценските седименти, за които е на лице обширна информация, получена от многобройните сондажни ядки и и използваните разнообразни методи и анализи при тяхното изследване. Поради това становищата и изводите на автора са добре мотивирани и убедителни. Все пак най-голям интерес предизвиква писаното за холоцена и особено за границата плейстоцен – холоцен във връзка с нашумялата тема за геокатастрофалните събития преди 7500 – 8000 години, свързани според автора с Библейския потоп. Без да споделям схващанията му по тези въпрос мисля, че той е в правото си да ги излага и защитава, вкл. и в научната литература, макар те да са получили вече широка популярност чрез медиите.

Глава III излага стратиграфската и литолого-геохимичната характеристика на шелфовите и дълбоководните седименти. Авторът използва известните, стари и нови биостратиграфски методи, а също радиовъглеродните датировки за стратиграфските определения и корелации. Краен резултат от анализите и интерпретациите на изобилния предимно ядков материал се явява обобщената геохроноложка скала (табл. III.2), която улеснява извънредно много читателя. Литолого-геохимичната и фациалната характеристика на утайките от различните стратиграфски хоризонти дава достатъчно пълна представа за механизма и условията на тяхното формиране.

Глава IV е посветена на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ). Тя е особено интересна, тъй като за пръв път за изясняване проблемите на морския холоцен са привлечени резултатите от всички досегашни изследвания и същевременно са извършени разностранни изследвания с използване на най-новите методи на геологията. Основното внимание на автора е съсредоточено върху всестранната характеристика на сапропелните, диатомейните и коколитофлоридовите хоризонти като суровина с многоцелево приложение.

Глава V разглежда въпросите свързани с приложението на ДОМУ в различните области на селското стопанство, за рекултивация на хвостохранилища и замърсени терени, за нови материали в строителството, във фармацевтиката и пр. При това са представени и резултатите от редица изпитания на получените на базата на ДОМУ агромелиоранти и биопрепарати съдържащи главните елементи на плодородието в лесно усвоима от растенията форма, които са дали положителен ефект, а за самите ДОМУ е получен и патент. Изобщо глава V се чете с нарастващ интерес и убеждава читателя в големите перспективи от използването на ДОМУ, както и в необходимостта изследванията в това направление да продължат.

Глава VI дава информация за запасите, минно-геоложките условия, технологията и техниката за добив на ДОМУ. Тя е не по-малко интересна от глава V, но тук ще отбележа само един съществен момент – констатацията, че ДОМУ са геоекологичен ресурс, т.е. експлоатацията им няма да навреди на морските екосистеми.

Заключението и приносите на автора, които демонстрират задълбочено познаване на материята, отразяват най-съществените резултати от многогодишните му усилия в областта на морската геология. Несъмнено те трябва да станат достояние на всички заинтересовани от различните аспекти на тази проблематика у нас и в чужбина.

В заключение смятам за необходимо да заявя, че монографията предлага в обобщен и систематизиран вид целия получен до сега фактологичен материал от многобройните експедиционни и лабораторни изследвания от втората половина на XX и началото на XXI век, (съществена част от от които с усилията и приносите на автора), и несъмнено ще се превърне в отправна база за бъдещите български изследвания на кватернера и сапропелите пред нашия бряг. Моите критични бележки не засягат по същество третираната проблематика и не понижават научната и практическата стойност на книгата, която, уверен съм, ще получи заслужено признание в съответните научни и бизнессреди. Това ми дава основание без колебания да препоръчам на почитаемия научен съвет на Института по океанология при БАН – Варна да предложи монографията на Димитър Петков Димитров – "Геология и нетрадиционни ресурси на дъното на Черно море" за участие в "**КОНКУРС ЗА ВИСОКИ НАУЧНИ ПОСТИЖЕНИЯ НА УЧЕНИ И КОЛЕКТИВИ ОТ БАН"**.

Варна
19.02.2014

подпис:
проф. д-р Димитър Георгиев Пърличев

**О Т З И В**

**от доц. д-р инж. Николай Сотиров Николов**

**Аграрен Университет Пловдив**

**върху монографията на доц. д-р Димитър Петков Димитров**

**„Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море”**

Предоставената ми за отзив монография е издадена на български език от изд. „Онгъл”, Варна, с ISBN 978-954-8279-25-3 с обем 269 стр., а също и английски език (Изд. “LAP - Lambert Academic Publishing”, Германия, ISBN 978-3-8383-8639-3. 244 pages) Монографията е удостоена с индивидуална награда „Варна 2011” за принос в сферата на Природните науки.

Запознат съм отдавна с научната дейност на автора доц. д-р Димитър Димитров. Прочетох с интерес и монографията, защото от години работя в научната област, свързана с приложението на. Дълбоководните органо-минерални утайки от дъното на Черно море. За мен като химик те представляват уникален природен феномен и очаквам в най-скоро време да намерят широко приложение в различни приложни аспекти на промишлеността, селското стопанство и бита.

Монографията представлява едно оригинално и комплексно изследване на природните ресурси в Черно море и по-специално на дълбоководните органо-минерални сапропелоидни утайки.. Научният труд започва с подробен литературен обзор, който преминава в собствените изследвания на автора и неговите колеги. Експедициите и свързаните с тях изследвания, проведени с научно-изследователския кораб “Академик” ни запознават с огромната по обем работа извършена от изследователите, след които е и автора, в акваторията на Черно море, включваща шелфа и дъното на дълбочини до 2000 м, намерили израз в десетки публикации. Проследен е обстойно генезисът на седиментите, факторите за формирането му на база многобройни данни от собствени проучвания, намерили израз в дисертационния труд на автора и в многобройни публикации. В рамките на изследването авторът възкресява по един научно доказан начин картини от далечните геологични епохи в развитието и оформянето на черноморския и средиземноморски басейни, когато е започнало формирането на шелфовите и дълбоководните черноморски седименти . Специално внимание е отделено на геологическия катаклизъм преди 8-9000 години, станал основна причина за формирането на огромните по обем сапропелоидните тини, които са с дебелина 1- 2,5 m.

Няма друг подобен аналог във водните басейни на планетарен план – по обем, състав и начин на формиране на утайките. Авторът прави паралел като разграничава езерния от морския стадии в развитието на Черно море през древните геологически епохи.

Важно предимство на монографичния труд е, че авторът обръща внимание не само на теоретичната част, но и на въпроси свързани с приложните аспекти на дълбоководните утайки като бъдеща комплексна суровина за нуждите на селското стопанство и промишлеността. Посочени са областите на тяхното практическо приложение. В една от тях - като комплексен мелиорант за почви и субстрати и аз имам определено участие, отразено в 15 публикации и един патент. Отделено е място и за приложението им като суровина за получаване на препарати с биоактивно действие - растежрегулиращо, фунгицидно, за което има публикации на колеги от Института по Физиология на растенията и генетика при БАН.

Авторът разглежда също така запасите на суровината, свойствата и, условията на средата, техниката и евентуалната технология за нейния промишлен добив.

Сапропелите са стратегическа суровина за родната ни индустрия и селско стопанство и тук е мястото да подчертая приноса на доц. Димитър Димитров, свързан с осветляване въпросите по генезиса, разпространението и състава на морските утайкит, към които вече проявяват интерес наши и чужди фирми. Освен за агробиологични цели като мелиоранти, носители на пестициди и уникален комплексен микротор, сапропелоидните утайки ще намерят приложение като абсорбенти на газове в промишлеността, а също така и в био- и нанотехнологиите.

Като специалист химик и еколог, който прилага от години сапропелите в своята научна работа, свързана с рекултивация и опазването на почвените ресурси, давам висока оценка на уникалния научен труд на моя колега и си позволявам да предложа на уважаемия научен съвет да препоръча монографията със заглавие „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море" с автор доц. д-р Димитър Димитров за участие в „Конкурса за високи научни постижения по случай 145 години БАН".

**Пловдив**
**14.03.2014**

**Подпис:**

**Доц. д-р Николай Николов**

**Отзив**
**от доц. д-р Георги Цветков Георгиев**
**Институт по физиология на растенията и генетика – БАН**

**на монографията „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море”**
**с автор доц. д-р Димитър Петков Димитров**

Монографията „Геология и нетрадиционни ресурси на Черно море” е издадена на български (Издателство „Онгъл”, Варна, ISBN 978-954-8279-25-3. 269 с) и английски език (Издателство “LAP - Lambert Academic Publishing”, Германия, ISBN 978-3-8383-8639-3. 244 p). Удостоена е с индивидуална награда „Варна 2011” за природни науки. Трудът има 7 глави, съдържа 2 приложения и има обем от 269 стр.

Разглежданата от мен монография по същество представлява дисертацията на автора, преработена като монографичен труд. Няма да се спирам на първите три глави на книгата, които дават представа за историята на изследванията, факторите на формиране на седиментния комплекс и разбира се литолого-стратиграфската характеристика на утайките. От тях става ясно, че седиментите са формирани през последните 8 хил. години в условията на екологична катастрофа и имат специфичен състав, който дава основание да се смята, че те съдържат главните елементи на плодородието. От тук авторът вече търси приложение на утайките в областта на биоземеделието и се обърна към мен и моя колектив за провеждане на задълбочени опити и изпитания в най-различни области на биоземеделието.

В четвърта глава се разглежда генезиса на дълбоководните органогенно-минерални утайки (ДОМУ) и обособява три типа тини – сапропелни, диатомови и коколитови, които често са смесени и се редуват в разреза. Под тях се разполагат езерни седименти с ниско съдържание на $C_{орг}$.

Авторът убедително разработва тезата, че ДОМУ са продукт на геокатастрафалните събития, които водят до екокатастрофа и образуване на органогенно-минерални утайки, които притежават уникални свойства. В условията на настъпващото сероводородно заразяване на басейна $C_{орг.}$, което съдържат утайките не се разлага, а се консервира и запазва, под формата на хумус.

В пета глава авторът използва убедителни доказателства за тяхното прилагане като агромелиоранти и биопрепарати в агробиоземеделието.

Сапропелите са един природен феномен, който ще намери приложение не само в селското стопанство, но и в някои отрасли на промишлеността, тъй като съдържат редица ценни компоненти, което ги прави уникална стратегическа суровина.

За първи път в световната практика се предлага усвояването на нов тип нетрадиционен ресурс от дъното на Черно море за целите на агробиотехнологиите.

Особено важно е, че ДОМУ осигуряват повишение на добивите от различните видове зърнени култури от 18 до 35% и осигуряват дългосрочна стабилизация на почвата.

Следва да се изтъкне, че досега в световната практика няма аналог на подобно приложение на утайките, т.е. изследванията в тази област са пионерни.

В шеста глава авторът разглежда запасите на суровината, минно-геоложките условия и технологията за техния добив. Предварителните запаси на суровината дават основание за нейното използване. Определянето на запасите и условията за техния добив са лично достижение на автора. Техниката и технологията за добив са обект на задълбочен анализ на достиженията в тази област.

Седма глава обобщава суровинно-енергийния потенциал на Черно море и показва пътищата за неговото приложение.

В заключение искам да изтъкна, че за първи път в своята дългогодишна практика срещам такава всеобхватна характеристика на полезното изкопаемо, поради което горещо препоръчвам монографията за най-високо отличие. По броя на цитатите се вижда, че тя е високо оценена от българската и международната научна общественост.

София
24.02.2014

подпис:
доц. д-р Георги Цветков Георгиев