

**МИННО-ГЕОЛОЖКИ УНИВЕРСИТЕТ
„СВ. ИВАН РИЛСКИ”**

Александър Кирилов Здравков

***ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧНИ ОСОБЕНОСТИ НА ВЪГЛИЩАТА И
ВМЕСТВАЩИТЕ ГИ СКАЛИ ОТ БЕЛОБРЕЖКИЯ И СТАНЯНСКИЯ
БАСЕЙНИ***

АВТОРЕФЕРАТ

на

ДИСЕРТАЦИЯ

за придобиване на научната и образователна степен „доктор“

Научни специалности: Геология и проучване на полезни изкопаеми

Литология

Научно направление: 4.4 Науки за Земята

Научен ръководител: доц. д-р Йордан Иванов Кортенски

София, 2011

Дисертационният труд е изложен на 274 страници обяснителна записка.
Списъкът с литературата съдържа 739 заглавия.

Основните резултати от дисертационния труд са отпечатани в 4 публикации.

ВЪВЕДЕНИЕ

Белобрежният и Станянският басейни, които са обект на изследване в настоящата дисертация, са проучени още в края на 40-те години на XX век и въпреки че въглищните пластове се разработват повече от 50 години, понастоящем въглищата са слабо изучени. Промислените въглищни пластове все още представляват особен интерес от икономическа гледна точка, независимо от това, че степента на въглефикация е ниска (лигнити) и съдържат голямо количество неорганично вещество. През годините са публикувани единични резултати, свързани с минералния състав и елементите-примеси в белобрежните въглища, както и с мацералния състав на станянските въглища. Подробна литоложка характеристика на въгленосните седиментни скали в двата басейна практически липсва.

В настоящата работа е направен опит за комплексно изучаване на петроложките и геохимични особености на въглищата, както и за литоложка характеристика на вместващите ги седиментни скали от Белобрежния и Станянския басейни, чрез обобщаване на съществуващи геоложки данни и вече публикувани собствени изследвания, допълнени със значителен набор от нови данни. По-важните цели, поставени за решаване, са следните:

1. Изучаване на литоложките и геохимичните особености и минералния състав на въгленосните седиментни скали, за установяване източниците на изходен материал и определяне на развитието на седиментационния процес във времето.

2. Петроложка характеристика на въглищата, с цел получаване на данни за физико-химичните особености на торфените блата, вида на изходния растителен материал и условията на отлагане и преработка на растителните останки.

3. Геохимична характеристика на органичното вещество, изграждащо въглищата и определяне на биомаркери, чрез които да се добие представа, както за вида на изходния растителен материал и бактериалната му преработка, така и за неговата промяна по време на диагенезата.

4. Минераложка и геохимична характеристика на неорганичното вещество във въглищата, с помощта, на които да се определи начинът и източниците на подхранване на торфените блата.

5. Въз основа на получените данни да се изучи еволюцията на седиментационните басейни през миоцена и плиоцена.

Решаването на поставените цели е осъществено с използване на комплекс от теренни и съвременни лабораторни изследвания за определяне на петрографската, минераложката и геохимичната характеристика на въглищата и вместващите ги скали.

При провеждане на настоящото изследване получих помощ и съдействие от много колеги, на които бих искал да изкажа своята дълбока признателност. Такава дължа преди всичко на доц. д-р Йордан Кортенски, който като мой ръководител оказва неоценима помощ при подготовката на дисертацията.

Благодарен съм и на доц. д-р Александър Султанов за оказаната от него помощ при теренните изследвания и анализирането на резултатите от литоложкото изучаване на скалите, както и на останалите колеги от катедра ГППИ за техните ценни съвети и препоръки. Искрени благодарности дължа и на доц. д-р Ирена Костова от Софийския университет, която предостави 10 бр. въглищни проби от Станянския басейн, колегите от Минния Университет в Леобен, Австрия – проф. д-р Райнхард Заксенхофер, проф. д-р Ахим Бехтел и гл. ас. д-р Райнхард Гратцер. Бих искал да изкажа и благодарности на ст. н. с. д-р Мая Стефанова от института по Органична химия с център по фитохимия към БАН за нейните съвети и предложения при анализирането на данните от изследването на биомаркерите. Признателен съм и на колегите от ЦНИЛ „Геохимия“ и лабораторията по фазови методи и рентгеноструктурен анализ към МГУ за извършените анализи.

1. МЕТОДИКА НА ИЗСЛЕДВАНЕТО

1.1 Опробване

За целите на настоящото изследване в Белобрежкия и Станянския басейни е извършено късово и секционно опробване на промишлените въглищни пластове и на вместиращите ги седиментни скали.

В Белобрежкия въглищен басейн е опробван промишленият II въглищен пласт в участъците „Неделище“ и „Цацаровци“, който е носител на основните запаси от лигнити в басейна. Събрани са общо 109 проби, от които 80 са късови, а 29 – секционни. За улеснение при по-нататъшните изследвания по-близо разположените късови проби са обединени, като общият им брой е редуциран до 26 бр. Секционните проби са взети по 5 разреза, прокарани напречно на дебелината на пласта. В допълнение за по-пълното характеризиране на въглищата са използвани още 39 проби, от фонда на лабораторията по Органична петрология към МГУ. Те представят пълната дебелина на въглищния пласт в рамките на един проучвателен сондаж в добивна площ „Неделище“. За сравнение на петроложките и геохимични особености на въглищата от отделните пластове в находището е извършено опробване и на най-горния I въглищен пласт, като са взети 4 броя проби. За изясняване на особеностите на въгленосните неогенски скали в басейна, както и на скалните прослойки във въглищните пластове са събрани 41 проби от различните литоложки разновидности. От тях са взети: 32 бр. по два разреза, 6 бр. от глинести варовици, присъстващи като стерилни прослойки във въглищата, 2 пр. от песъчливите глини на Гнилянската свита в участък „Неделище“ и 1 пр. от кватернерните пясъци на р. Габерска в близост до с. Круша.

В Станянския басейн въглищният пласт е опробван в 1 разрез, отразяващ цялата му дебелина, като са взети 10 броя проби. В допълнение в 3 разреза, е опробвана горната половина на пласта, като пробите са общо 17. За определяне на площното разпределение на петрографските и геохимичните показатели на въглищата е извършено късово опробване в различни участъци на добивния хоризонт и са взети общо 45 късови проби. За улеснение при по-нататъшните изследвания по-близо разположените късови проби са обединени, като общият им брой е редуциран до 15 бр. За изясняване на

литоложките особености на въгленосните неогенски скали в басейна, както и на прослойките във въглищните пластове са събрани общо 11 проби от различните скални разновидности. В допълнение, в Мазгошкия басейн (Сърбия) е опробвано разкриващото се горнище на въглищния пласт и покриващите го седиментни скали, като са взети 1 проба от въглищата и 6 проби от глините.

1.2 Методи за изследване на седиментните скали

Методите за изследване на седиментните скали в Белобрежкия и Станянския басейни включват макро- и микроскопско описание, гранулометричен анализ, определяне на химичен състав по метода на индуктивно свързаната плазма (ICP-AES), рентгено-дифракционен анализ, както и сканираща електронна микроскопия на избрани проби.

1.3 Методи на изследване на органичното вещество във въглищата

Методите за изследване на веществения състав на въглищата включват изготвяне на микроскопски препарати, макроскопско и микроскопско описание на въглищата, определяне на съдържанието на органичен въглерод (TOC) и обща сяра (S), Rock-Eval пиролиза и газ-хроматографски—мас-спектрален анализ.

1.4 Методи за изследване на неорганичното вещество

Методите за изследване на неорганичната част от въглищата, както и тяхната геохимична характеристика включват определяне на влага и пепелно съдържание, рентгено-дифракционен анализ, метод на индуктивно свързаната плазма (ICP-AES), както и сканираща електронна микроскопия на избрани проби.

2. ГЕОЛОЖКИ СТРОЕЖ НА БАСЕЙНИТЕ

Въглищните басейни, обект на изследване в настоящия дисертационен труд, попадат в западната част на България в рамките на Софийската въглищна провинция.

2.1 Белобрежки въглищен басейн

Разглежданият въглищен басейн е разположен на около 48 km северозападно от гр. София и на 9 km югозападно от гр. Драгоман. На юг и югозапад басейнът е ограден от планинската верига Вискяр, на изток от височината “Големия връх”, а на север от сравнително ниските и заоблени възвишения на Бурел-Сливнишката хълмиста област. В така очертаните граници басейнът има площ от около 90 km², а площта на въгленосния плиоцен е около 15 km².

2.1.1 Кратка характеристика на предшестващите геоложки изследвания

В хронологичен ред са описани предшестващите изследвания на различни автори по отношение на стратиграфията, палеонтологията, тектониката, хидрогеологията и други аспекти от геоложкия строеж на района

на Белобрещкия басейн, както и съществуващите данни за полезните изкопаеми.

2.1.2 Геоложка характеристика на района

Непосредствената оградна суша и подложката на басейна са изградени предимно от юрски сиви микритни варовици (Сливнишка свита) и кредни скали, представени от кластични и глинесто-карбонатни скали (пясъчници, мергели, варовици и др.), както и разнообразни вулкански продукти, включващи андезитни и андезито-базалтови разливи, туфи и др. Юрските скали изграждат отделни тектонски блокове, подредени в посока СЗ-ЮИ, по северния и източния ръб на басейна, докато кредните скали заемат значителни площи на юг и запад.

Белобрещкият басейн е запълнен с неогенски скали, в които Божинов (1951ф и 1953ф) отделят 5 хоризонта: (1) хоризонт I - зелена нечиста глина (основен); (2) хоризонт II - въглищен пласт (впоследствие наречен въгленосен хоризонт - Божинов, 1953); (3) хоризонт III - маслено зелена шистозна глина; (4) хоризонт IV - нечиста езерна креда и (5) хоризонт V - ръждиво-зеленикава нечиста глина.

Въпреки, че въглищният басейн се разработва от повече от 50 години, литоложката характеристика на скалите е непълна. В настоящото изследване съществуващите данни от предходни изследвания са ревизирани и допълнени със собствени изследвания на автора. При описанието на неогенските скали в басейна е приложена литостратиграфската схема на Софийския басейн (Каменов и Коюмджиева, 1983), с което се цели да се покаже, че въпреки някои различия в литоложката характеристика на скалите от двата басейна, се установява сходство в условията на седиментация.

Гнилянска свита – в рамките на Белобрещкия басейн скалите са изключително слабо изучени. От наличните данни може да се обобщи, че свитата в основата е изградена от пролувиални и алувиални чакълни и гравийни късове, които на места преминават в слабоспоени брекчи и конгломерати с гравийно-песъчлив матрикс или в пясъци, съдържащи чакълни късове. Кластичният компонент е представен от литити от юрски варовици и горнокредни седиментни и вулкански скали. Описаните скали са образувани в понижени форми на донеогенския релеф, като са пресечени със сондажни изработки единствено в централните и източните части на участък „Неделище” от Белобрещкия басейн.

Нагоре в разреза скалите преминават в сивозелени силно-песъчливи глини, съдържащи единични гравийни и чакълни късове, които изграждат основния обем на свитата. Скалите съдържат значително количество кластични компоненти, като на места преминават в пясъци и слабоспоени глинести пясъчници, образуващи обикновено неголеми лещовидни тела. Поради липсата на разкрития на скалите от Гнилянската свита, обаче, от тях на автора се отдаде да вземе само две проби от най-горната част на свитата, непосредствено под промишления въглищен пласт. Гранулометричният анализ на скалите показва, че описваните по-рано като кластичен компонент многобройни зърна всъщност са карбонатни по състав, с размери обикновено над 0,25 mm. Микроскопското им изследване показва, че те представляват карбонатни нодули (пелети), характеризиращи се с микрозърнеста структура и

липса на кристализационен център. Формирането им без съмнение е свързано с изкристализиране на калцит в празнини и пори на скалите през ранната диагенеза, т.е. те имат хемогенен произход. Доказателство за това от една страна е фактът, че карбонатните зърна се различават значително от кластичните карбонатни късове, установени в някои от другите изследвани проби. Последните имат типичния за оградните карбонатни скали сив цвят и обикновено са със заоблена форма. За разлика от тях, нодулите установени в скалите от Гнилянската свита са бели до жълто-бели на цвят, а формата им е най-често неправилна. От друга страна, наличието на ясно изразена „карфиолова“ повърхност при тези зърна, както и включените в тях (обикновено в крайните им части) дребни кластични кварцови зърна, са ясно указание за формирането им *in-situ* в глините. Отделни нодули имат издължена форма и наподобяват инкрустации по корени на растения. Подобни тела са характерни за блатни или крайбрежни обстановки на континентални басейни, намиращи се в райони с подчертано сезонен характер в изменението на климатичните фактори (Alonso-Zarza, 2003 и др.), и е възможно те да имат и инфилтрационен произход.

Кластичният компонент в скалите от Гнилянската свита е представен от сравнително добре заоблени до слабо ъгловати късове от кварц и фелдшпати. Направените рентгено-дифрактометрични анализи на двете проби (след декарбонатизация) показват, че фелдшпатът е албит. Кластичните зърна са представени основно в дребно псамитната (0,1 – 0,25 mm) и алевритната фракции (0,01 – 0,1 mm), докато в останалите фракции се установяват единични зърна от бистър кварц. В количествено отношение преобладава албитът (около 30-40%), докато кварцът е в подчинено количество (около 20-30%).

Основната маса на скалите е представена от глинести минерали, които по данните от рентгено-дифрактометричния анализ са представени от Са-съдържащ монтморилонит и ниско температурните модификации на илита – 1M и 1Md. Установяват се и единични пикове на каолинит.

Описаните скали се проследяват почти в целия басейн, като лежат несъгласно върху денудираната повърхност на горнокредни, на места и върху по-стари скали. Представени са най-добре в централните части на грабеновата структура, докато на съвременната повърхност са много слабо разкрити. По данни от проучването на въглищния басейн дебелината на скалите достига до 50 m, като в краищата на басейна постепенно намалява до пълно изкливане. На места в южната част на басейна такива скали отсъстват и върху денудираната повърхност на горнокредните андезитни скали лежи промишленият въглищен пласт (Божинов, 1951ф, 1953ф). По протежението на една ивица, минаваща почти през средата на басейна е установено, че плиоценският разрез е представен само от скалите на Гнилянската свита и покриващите ги алувиални, пролувиални и делувиялни глинени Лозенецката свита, докато средните нива отсъстват.

Новоискърска свита. В основата ѝ, а на места в Неделищенски участък и в най-горната част на Гнилянската свита, е установена въгленосна последователност, съставена от четири неравномерно представени в басейна въглищни пласта в редуване със светлосиви до белезникави и по-рядко с кремав оттенък глинесто-карбонатни скали. Тази въгленосна

последователност е означена от Божинов (1951ф, 1953ф), Йовчев (1960), Стоянов и др., (1976ф) и др. като II-ри (въгленосен) хоризонт. В най-горната част на свитата е развит още един въглищен пласт с ограничено разпространение.

Установените въглищни пластове са означени с номерация от горе на долу - I, II (основен продуктивен пласт), III, IV и V. Въглищните пластове V, IV, III и I имат непостоянна дебелина, ограничено и неравномерно разпространение и се проследяват в отделни участъци в площта на находището. За разлика от тях продуктивният пласт (II въглищен пласт) е разпространен почти навсякъде в басейна (изключение прави само споменатата по-горе ивица между селата Начево и Габер), като на изток и на запад изклинва, а в най-източния и западния край отсъства.

Въглищата от продуктивния пласт са кафяви до тъмнокафяви, матови и твърди. Изградени са главно от дървесни останки, споени с детритна растителна маса. Наблюдават се и овъглени ксиленови късове. На места, предимно в по-вътрешните части на басейна, въглищата имат землест вид и съдържат по-малко количество дървесна маса. При изсъхване се цепят по наслояването, а цветът им се променя в светлокафяв. Дебелината на въглищния пласт средно е около 20-25 m, но на места достига до около 35 m.

Характерна особеност на въглищните пластове е прослояването им с леци и слоеве от глинести и слабоспоени карбонатни скали, които съдържат променливо количество въглефицирани растителни останки и фрагментирани черупки от гастроподи и бивалвии. Тези прослойки са особено често срещани в крайните части на басейна, докато в по-централните части, броят и дебелината им значително намалява. Резултатите от химичния им анализ показват, че скалите са почти чисти от примеси, изградени основно от CaCO_3 . С изключение на две от пробите, в които повишеното съдържание на SiO_2 и Al_2O_3 предполага наличието на примеси от глинести минерали и кварц, в останалите неорганичните примеси са в незначително количество. Последното се потвърждава, както от направените рентгено-дифрактометрични анализи, в които след декарбонатизацията на пробите се установяват само слаби пикове на илит, кварц и пирит, така и от гранулометричния анализ. Резултатите от него показват, че сумарното количество на примесите не надвишава 5-6%. Във всички изследвани фракции примесите са представени основно от въглефицирани растителни останки и в подчинено количество цели или фрагментирани черупки от гастроподи. В някои от пробите в дребно псамитната и алевитната фракции се установяват и неголямо количество заоблени до слабо ъгловати зърна от бистър кварц. В допълнение, във фракциите $> 0,25$ mm от проба Б.Б.Л.8 е установено наличието на значително (около 30-40%) количество карбонатни нодули, напълно аналогични на тези, описани в пробата от Гнилянската свита. Освен тях, макроскопски във варовиците много често се наблюдават издължени и с неправилна форма карбонатни ивици и ленти, които по всяка вероятност представляват калцирани части от растения.

Скалите от Новоискърската свита над основния въглищен пласт са представени от глинести варовици, мергели и варовити глинени сив до сиво-бял цвят. Дебелината им в централната част на добивна площ "Неделище" и западната част на площ "Цацаровци" достига до около 40 m, а в

източната част на добивна площ "Цацаровци" намалява до няколко метра. В най-северната част на площ "Неделище" и западно от с. Неделище скалите отсъстват напълно.

Скалите са фино- (предимно в горната част на разреза) до среднослоести, като дебелината на отделните слоеве варира от няколко милиметра до 20-30 cm. В по-дебелите слоеве се наблюдава мидест до неравен лом, докато по-тънките при изсъхване се разлистват и поради тази причина преди са описвани като шистозни глини (Божинев, 1951ф, 1953ф), без обаче да бъдат представени данни от специализирани изследвания, които да доказват литоложката им разновидност. Частична характеристика е направена от Ognjanova-Rumenova and Yaneva (2000), които определят скалите като глини с променливо количество карбонатно вещество. При направените за целите на настоящата работа химически анализи е установено, че съдържанието на CaO варира в доста широки граници от 1,93 до 46,92%, което съответства на съдържание на CaCO₃ в количество от около 3 до около 80%. Поради това по-голямата част от скалите следва да се означат като различно глинести варовици. Единствено няколко проби съдържат по-малко количество CaO (от 22 до 37%, съответстващо на 32-49% CaCO₃) и съгласно класификацията на Султанов (1980) могат да се определят като мергели.

Скалите са изградени от микрозърнест калцит, примесен с различно количество глинести минерали, въглефицирани растителни останки, единични кварцови зърна с алевроитни размери и пирит. Основният примес (пелитният компонент) е представен основно от илит и монтморилонит. Илитът представлява сложна смес от 2M₁, 1M и вероятно 1M_d политипни модификации. Основната част от илита в скалите по всяка вероятност има теригенен произход, но е възможно част от количеството на минерала да е резултат от разтваряне на неустойчиви фази/минерали и последваща автогенна кристализация на илит, без образуване на смесено-слоести минерали.

В скалите илитът рядко е чист и съдържа в кристалната си решетка слоеве от други глинести минерали (напр. смектити, вермикулит и др.; Brindley, 1980 и др.). Идентифицирането на глинестите минерали е извършено съгласно принципа на Mering (в Moore and Reynolds, 1989) и анализите показват наличието на смесено-слоест I/S със съдържание на илит от 40-50% до 70-80%.

Присъствието и доста широкото разпространение в района на андезитобазалтови, андезитови и трахиандезитови и вулканогенно-седиментни скали подсказва, че по всяка вероятност една голяма част от монтморилонита в скалите има изветрителен произход и е привнесен в басейна от бреговата ивица. Не бива напълно да се изключва и хемогенен произход на част от монтморилонита, тъй като според изследванията на Berner (1971) монтморилонит може да се формира по автогенен път в блатни или аридни обстановки, характеризирани с много ниска подвижност на водата. Минералът е установен в почти всички изследвани скални и въглищни проби от Белевския басейн. За съжаление, припокриването на рефлексите му с пикове на други минерали силно затруднява точната му диагностика.

Каолинитът е доста подробно изследван, поради това, че е един от най-

често срещаните алумосиликатни минерали в природата. Образоването му е свързано с изветряне предимно на по-кисели кристалинни скали, но малки количества от минерала може да се образуват и при изветрянето на базични скали в хумидни условия. Poncelet and Brindley (1967) и Oberlin and Couty (1970) показват по експериментален път, че в седиментационни обстановки формирането на каолинит при ниски температури се извършва в кисела среда при $pH \sim 5$. Предвид голямото количество карбонати в скалите от Белобрещкия басейн, обаче, формирането на кисела среда в седиментационния басейн е малко вероятно. Това налага да се приеме, че установеният в някои от пробите каолинит, по всяка вероятност има теригенен произход.

В допълнение към микроскопските изследвания, за по-подробно изучаване на кластичните минерали в скалите от Новоискърската свита, на всички проби е извършен гранулометричен анализ. Резултатите от отделните фракции, отделени при гранулометричния анализ показват, че присъствието на глинести и глинесто-карбонатни агрегати е особено ясно изразено в алевритната фракция на всички проби, където те рязко преобладават и в количествено отношение са от порядъка на 85-90% от цялата фракция. Наличието на такива агрегати не позволява да бъде направена количествена оценка на съдържанието на примеси в скалите. Въпреки това може да се отбележи, че останалите фракции съдържат значително по-малко количество глинесто-карбонатни агрегати, поради което техните съдържания могат да се приемат за по-достоверни. Като цяло, обаче, сумарно те съставляват обикновено не повече от 1-2 % от скалите. Примесите с по-едри размери ($> 0,5 \text{ mm}$) в голяма част от пробите липсват, а там, където се установяват са представени изцяло от биокластичен компонент (организмови и въглефицирани растителни останки). Нормалният теригенен компонент в скалите е представен почти изцяло от кварц, изграждащ слабо заоблени до ъгловати прозрачни кластични зърна, количеството на които е по-голямо предимно в дребно-псамитната и алевритната фракции. В отделни проби се установяват и единични зърна от фелдшпати.

Биогенният компонент в скалите е доста широко разпространен. В по-голямата част от изследваните проби е представен основно от въглефицирани дървесни останки. Често в скалите се установяват и листни отпечатьци. Фитогенният компонент в скалите се допълва и от наличието на богата и разнообразна диатомейна флора, кореспондираща с понтската такава от Софийския басейн (Ognjanova-Rumenova and Yaneva, 2000). При извършените в настоящото изследване микроскопски анализи се установи, че диатомейните черупки и фрагменти са типичен компонент на скалите от Новоискърската свита. Диатомейни останки в карбонатните прослойки липсват или се установяват само отделни находки.

Зоогенният компонент в изследваните скали също е доста добре представен. В голяма част от пробите се установяват цели или фрагментирани черупки от гастроподи и бивалвии.

Друг доста характерен примес в разглежданите скали са останките от риби, представени от фрагменти от кости, прешлени и зъби. Най-често останките са диспергирани в основната глинесто-карбонатна маса на скалите, но в редки случаи се срещат и цели скелети от риби.

В голяма част от пробите е установено наличието на пирит. Последният е типичен компонент в рентгенограмите, но вероятно количеството му е незначително. Свидетелство за това е липсата на пиритни кристали или агрегати в микроскопските препарати. Единствено при електронно микроскопския анализ в една от пробите са установени отделни пиритни фрамбоиди.

Глинестите варовици и мергелите от Новоискърската свита в Белобрешкия басейн са прослоени от тънки (около 4-5 cm и много рядко повече) слоеве от по-тъмносиви пластични глинени до варовити глинени. Те се характеризират с ниско съдържание на CaO .

В най-горните нива на Новоискърската свита, в централните части на Неделищенски участък и на места в Цацаровски участък, е образуван още един въглищен пласт (I), със сходна характеристика на органичната маса, както и описания по-горе II въглищен пласт, но по-високо пепелно съдържание. Дебелината му е варира от 1 до 3 m. Освен въглищата, в тази част на разреза присъстват карбонатни скали със светлосив до кремав цвят, изградени от CaCO_3 , малко количество глинести минерали, въглефицирани растителни останки и много рядко кластичен компонент. Те имат непостоянно разпространение и променлива дебелина, достигаща до 5 m.

Лозенецка свита. Представена е от ръждиво-кафеникави до светложълти, различно варовити до песъчливи глинени и мергели, съдържащи гравийни и дребни чакълни късове и карбонатни конкреции с размери около 5-6 cm. В западната част на площ "Неделище" скалите стават силно песъчливи и на места преминават във финозърнести глинести пясъци. На много места скалите от Лозенецката свита са прослоени от мергели и глинести варовици, сходни с тези от Новоискърската свита. Скалите са разпространени почти навсякъде в басейна. Дебелината им се изменя от 3 до 20 m, като към бреговата ивица намалява до изклинване.

В сравнение със скалите от Новоискърската свита, глинестите и мергелите от Лозенецката свита се характеризират с по-ниско съдържание на карбонати и повишена концентрация на SiO_2 , поради присъствието на повече кластичните кварцови зърна. По-съществена разлика в химичния и минералния състав се наблюдава при глинестите пясъци от същата свита. Съдържанието на CaO в тях е незначително. При гранулометричния анализ е установено, че по-едрият фракции ($> 0,5 \text{ mm}$) са доминирани от наличието на значително количество кластични късове от ръждиво-червеникави на цвят песъчливи алевролити до алевроитни пясъчници с хематитов цимент, вероятно транспортирани от територията на Сърбия. В по-дребните фракции количеството на описаните червеникави кластични зърна прогресивно намалява, за сметка на увеличаване на съдържанието на кварцови и в по-малка степен фелдшпатови зърна. В някои от фракциите могат да се наблюдават и кластични варовикови зърна със сивкав цвят и сравнително добра заобленост. Количеството им рядко надвишава 2-3 % от обема на фракциите, а най-вероятният им източник са скалите от Сливнишката свита. В пясъците биогенен компонент не е установен, но в глинестите, изграждащи основния обем на свитата, съставът на органогенните останки е сходен с този от Новоискърската свита.

Общата дебелина на мио-плиоценските скали в Белобрежкия басейн достига до 150 m в добивна площ "Неделище" и до 100 m в площ "Цацаровци". Възрастта им е коментирана от множество автори и е определяна въз основа на фосилни останки от надвъглищните хоризонти на басейна. При обобщение на съществуващите данни може да се твърди, че образуването на Белобрежкия басейн и запълването му със седименти най-вероятно е осъществено във времевия обхват от метоския до руманския век, т.е. през късния миоцен и плиоцена.

Въз основа на направената палинологичка характеристика и количествените съотношения на отделните таксони, Ivanov et al. (2007) правят интерпретация на палеоклиматичните условия по време на образуването на скалите от Новоискърската и Лозенецката свити в рамките на Белобрежкия басейн. Според авторите, те са образувани в хумиден климат със средно годишно количество на валежите над 1000 mm и средно-годишна температура около 17,2 – 17,6 °C. Въпреки високата влажност, обаче, авторите не изключват и възможността за временни (сезонни) засушавания.

Кватернерните седименти в Белобрежкия басейн са представени от алувиалните отложения на р. Габерска и почвен слой с обща дебелина до 17 m и холоценска възраст, които лежат несъгласно върху неогена, а на места и върху по-стари скали. Това са пясъчливи глинни и различно глинести гравии, чакъли и пясъци. По-едрият кластичен компонент (гравии и чакъли) е представен предимно от сравнително добре заоблени литити от андезити и по-рядко от варовиците на Сливнишката свита. На места в горните части на разреза, пясъците са по-бели на цвят в резултат от наличието на инфилтрационни карбонати. Гранулометричният анализ на проба от тези пясъци показва, че скалите са лошо сортирани, дребно- до среднозърнести, с голямо количество алевритов кластичен материал и глинест матрикс, съставляващ около 13 % от обема на скалата. Скалите са изградени предимно от кластичен кварц, представен от бистри слабо заоблени до ъгловати зърна, аналогични на описаните в неогенските скали. В по-едрите фракции (> 0,5 mm) минералният състав на скалите се допълва и от кластични късове от варовици (над 30-40 % във фракция > 2mm), както и от добре заоблени литити от шисти, ъгловати до слабо заоблени литити от алевролити и пясъчници. В по-дребните фракции (< 0,5 mm) се наблюдава рязко намаляване на количеството на описаните кластични компоненти, за сметка на увеличаване количеството на кварца и фелдшпатите, които в дребно псамитната и алевритната фракции съставляват до около 30-35% от обема на скалата.

2.1.3 Тектонска характеристика

В регионално-геоложко отношение районът на Белобрежкия въглищен басейн попада в Западносредногорската тектонска зона, образуването на която е свързано с проявата на средноалпийски тектонски движения (Костадинов, 1995), които до голяма степен са заличили по-ранните (ранноалпийски) структури. В следствие на проявата на субхерцинската и ларамийската тектонски фази са образувани множество гънкови структури. Едновременно с това западната част на Средногорската структурна зона е и

надлъжно разломена, като според Костадинов (1995) в нея могат да се отделят три надлъжни, различно широки части, означени съответно като Пернишка разломна зона, централни отдели и Бурелска разломна зона.

Мио-плиоценските континентални седиментни скали от Белобрежкия въглищен басейн са образувани в рамките на Габерския грабенов басейн (Стоянов и др., 1976ф). Грабеновата депресия е наложена напречно върху североизточното бедро на Красавската синклинала и върху Гълъбовската антиклинала и попада в обхвата на дефинираната от Гочев и др. (1970) Бурелска тектонска зона. Последната представлява клиновидна, стесняваща се на северозапад ивица с широчина 4-5 km. Зоната се характеризира с интензивно блоково разчленяване в резултат от пресичането на надлъжни къснокредни разломи с посока 110-125° и напречни неотектонски разседи и отсед-разседи с посока 40-50°. В резултат на интензивните разломни движения част от блоковете са изведени от хоризонталното си положение (Гочев и др., 1970). Централната част на зоната е заета от линейно подредени хорстове, съставени от горноюрско-долнокредни варовици, песъчливи варовици и алевролити.

2.2 Станянски въглищен басейн

Станянският въглищен басейн се намира на около 10 km западно от гр. Годеч и на около 60 km северозападно от гр. София. Той представлява източната част на един по-голям въглищен басейн – Мазгош-Станянски, който попада в рамките на котловинна област, намираща се на територията на Източна Сърбия и Западна България. Районът е известен под названието “Забърде” и обхваща обширна понижена карстова област с ниско планински и хълмист релеф, простираща се между Видлич планина от север и долината на река Нишава и Чепън планина от юг. Мазгош-Станянският басейн е в пределите на удължена в посока ЗСЗ-ИЮИ грабенова структура с максимална дължина около 22 km и ширина около 3-4 km (Milaković, 1967; Вацев, 1999). По-голямата част от този басейн е на територията на Сърбия, но основната част от въглищните запаси са на българска територия (около 23 km²; Йовчев, 1960). В Сърбия въглища са установени само на изток от линията Моинци – Протопопинци, в няколко сравнително малки тела, най-голямото от които (поле Ćutuci) има площ от около 0,55 km² (Milaković, 1967; 1981; Životić, 2003).

2.2.1 Кратка характеристика на предшестващите геоложки изследвания

В хронологичен ред са описани предшестващите изследвания на различни автори по отношение на стратиграфията, палеонтологията, тектониката, хидрогеологията и други аспекти от геоложкия строеж на района на Станянския басейн, както и съществуващите данни за полезните изкопаеми.

2.2 Геоложка характеристика на района

Районът е изграден главно от карбонатни скали (варовици, доломити, мергели). В южните части на басейна те са предимно със средно и късно триаска възраст, докато на север, в обхвата на Видлич планина, скалите имат юрска и ранно кредна възраст. На запад, в територията на Сърбия, значителни

части от непосредствената оградна суша и подложката на басейна са изградени от юрски кластични скали.

В рамките на разглеждания район неогенската система е представена от въгленосните скали на Мазгош-Станянския басейн. Те са отложени в сравнително неголям грабен, формиран между Видличката дислокация на север и Разбойшкия възсед на юг (Milaković, 1967; 1981; Životić et al., 1995; Životić, 2003; Вацев, 1999).

Първата литоложка подялба на скалите, изграждащи Станянския басейн е извършена от Божинов и др. (1953ф). Отделени са 4 хоризонта: (1) хоризонт I - тъмносиви мазни глини (основен); (2) хоризонт II - въглищен пласт (въгленосен); (3) хоризонт III – сива мергелна глина в алтернация с нечиста езерна креда; и (4) хоризонт IV – ръждивозелена до кафява глина с варовити конкреции. По-късно Ангелов и др. (1983ф) заменят старата подялба с нова, като включват скалите в рамките на самостоятелна глинесто-въгленосна задруга с миоценска възраст. В последствие, във връзка с изготвянето на геоложката карта на България в мащаб 1:100 000, Димитрова (1995в) описва скалите като корелати на тези от Гнилянската и Новоискърската свити от Софийския басейн (Каменов и Коюмджиева, 1983), като с това налага идеята за пряка връзка между двата басейна. Вацев (1999) приема за погрешно подобно становище поради липсата на пряка връзка със съседните Белобрешки и Софийски басейни, както и отдалечеността му от тях. Според автора въгленосните скали от Станянския басейн изграждат специфична асоциация, характеризираща последователното и индивидуално развитие на разглеждания басейн. Във връзка с това в същата публикация са въведени четири нови литостратиграфски единици, отразяващи развитието на басейна във времето - Двечкенска, Белоземска, Зайнишка и Странянска свити, първите три от които са обединени в Мазгош-Станянската група.

Двечкенска свита. Описанието на свитата е направено по литературни данни поради липсата на корени разкрития на тези скали.

Двечкенската свита е изградена основно от светло- до тъмносиви и сивозелени глини. Скалите са неясно слоести, песъчливо-алевритови до песъчливи, различно варовити. На места, предимно в крайните части на басейна в долната част на разреза се наблюдават сравнително тънки прослойки от дребнозърнести глинести пясъци и глинести алевролити. В някои от сондажите, в основата на терциерния разрез са установени изклиняващи слоеве от чакъли до слабоспоени брекчо-конгломерати с глинесто-песъчлив матрикс и дебелина от 50 cm до няколко метра (Божинов и др., 1953ф; Вацев, 1999). Псефитните късове са представени основно от варовици и пясъчници (Вацев, 1999). На места скалите съдържат фин овъглен растителен детритус, количеството на който в горната част на свитата нараства и в близост до въглищния пласт скалите преминават във въглищни глини (Божинов и др., 1953ф; Вацев, 1999).

На територията на България, както и в североизточната (продуктивна) част на Мазгошкия басейн на сръбска територия, свитата е отложена с ъглово несъгласие върху нагънатите и деформирани триаски карбонатни скали. Само в южните и югозападни части от Мазгошия басейн подложката е изградена от юрски глинесто-песъчливи и карбонатни скали.

Двечкенската свита е установена със сондажи почти навсякъде в

Станянския басейн. Въпреки това, пълната ѝ дебелина е трудно да бъде определена със сигурност поради факта, че основната част от сондажните изработки са спирани в горната част на свитата (Божинов и др., 1953ф). Част от сондажите в централната част на басейна пресичат скалите до 20 - 30 m под въглищния пласт, без да достигат подложката. Долната граница е установена със сондажи и шурфи, само в южната периферна част на басейна, където поради неравности на релефа на подложката, дебелината ѝ силно намалява до 3 - 12 m и скалите изклинват (Вацев, 1999). На места в тези части скалите от Двечкенската свита липсват и върху подложката директно лежат скалите на Зайнишката свита и само в сондаж М-57 от Мазгошкия басейн се наблюдава въглищният пласт (Životić et al., 1995).

В рамките на Двечкенската свита в най-източната част на Станянския басейн (С102) е установена една тънка въглищна прослойка, намираща се на около 14 m под промишления пласт (Божинов и др., 1953ф). За нея неправилно е отбелязана дебелина от 4,5 m, като е включена и прослойката от въглищни глини под въглищата. В действителност, реалната ѝ дебелина в Станянския басейн е едва 20-30 cm (Божинов и др., 1953ф). Прослойката, след отчитане на денивелацията на отделните блокове, може да бъде проследена и в рамките на продуктивната част на Мазгошкия басейн, където е установена в сондажи М-19 и М-35 (Milaković, 1976; Životić et al., 1995). Там максималната дебелина само на въглищата е около 1m, а сумарната (въглища + прослойки от въглищни глини) е около 2-3 m.

Според Божинов и др. (1953ф) дебелината на скалите от Двечкенската свита не надминава 35-40 m. Поради липса на фосилни останки, възрастта е определена като късносарматска според стратиграфското им положение (Вацев, 1999). Генезисът на тези скали е свързан с временни поройни водни потоци и непостоянни реки, т.е. това са пролувиални и алувиални отложения, образувани в понижения и окарстени участъци на донеогенската подложка (Вацев, 1999).

Белоземска свита. В настоящата работа се допълва и разширява литоложкото описание на Белоземската свита, въз основа на комплекс от теренни, петрографски и химични изследвания. Формирането на скалите започва с образуването на сложен въглищен пласт със средна дебелина около 20 m. Последният е установен в целия басейн и лежи върху скалите на Двечкенската свита, а там където те липсват – направо върху донеогенската подложка. Образуването на въглищата е свързано с промяна на седиментационната обстановка от алувиално-пролувиална (Двечкенска свита) в блатна. Тази промяна настъпва постепенно, индикация, за което е наличието на една прослойка от въглищни глини със средна дебелина от около 0,7 m (Божинов и др., 1953ф) в основата на комплекса. Въглищата са предимно детритни, матови, със землест вид и неравен лом. Цветът им на свежа повърхност е кафяв, а при изсъхване стават черни и се напукват силно. По част от изветрителните повърхнини могат да бъдат наблюдавани лимонитни налепи, получени вследствие разлагане на съдържащия се във въглищата пирит. Макар и рядко, на места се срещат сравнително тънки (~ 0,3 – 0,5 m) и с незначително площно разпространение прослойки от ксилитни въглища. По-голямо е тяхното количество в рамките на продуктивната част на Мазгошкия басейн, и то предимно в неговите западна и южна части (Milaković, 1955, 1976;

Životić et al., 1995). В допълнение, на места въглищният пласт е прослоен с тънки слоеве от варовити глини (Божинов и др., 1953ф), въглищни глини или варовици (Milaković, 1955, 1976; Životić et al., 1995; Životić, 2003). Особено характерни са тези прослойки в крайните части на басейна, като в сръбската част са установени до 9 такива с дебелина от 0,2 до 1 m. Сравнително често във въглищата и въглищните глини се наблюдават фрагментирани организмови останки. Последните са предимно с карбонатен състав, но се срещат и пиритизирани такива.

Над въглищният пласт, отново след промяна на седиментационната обстановка, е образувана последователност от езерни отложения, изграждащи горната част на Белоземската свита. Според Вацев (1999) скалите са представени от алевритови и песъчливо-алевритови глини, варовити глини, мергели и биогенно-детритусни варовици, намиращи се в непрекъсната алтернация. По данни от детайлното проучване, Божинов и др. (1953ф) съобщават за средна дебелина на тези скали около 15 m. Изучавайки информацията, получена от сондажните работи в района, може да се набележи тенденция към увеличаване на дебелината на скалите в източната и югоизточната части на Станянския басейн, докато на места в западните и северозападни части, както и в Мазгошката част на басейна свитата изтънява до пълно изклинване.

Резултатите от химичните изследвания показват, че скалите в химично отношение се отличават значително от тези в Белобрежкия басейн. Те се характеризират със значително по-високо съдържание на SiO_2 , променящо се от около 13 до 69,5 %. Най-ниска е концентрацията на оксида в прослойките от органогенни варовици (т.н. „езерна креда“ по Божинов и др., 1953ф). В останалите проби съдържанието му е доста по-високо, като средната стойност достига до около 48%. Макар и с положителна стойност, корелацията на оксида с Al_2O_3 е много ниска ($r = 0,34$), което показва, че само една малка част от него влиза в състава на глинести минерали, а останалата присъства в скалите под формата на кварц. Другият основен химичен компонент на скалите, CaO , в сравнение със скалите от Белобрежкия басейн, е с доста по-ниско съдържание. Концентрацията на оксида варира от около 3 до 43 % и съответства на съдържание на CaCO_3 в скалите в диапазона от 6 до 77%. Като се изключат пробите от органогенни варовици, в които количеството на CaO естествено е голямо, останалите проби се характеризират със сравнително ниски съдържания на разглеждания оксид (от 3 до 21%; средно около 10%). Тези концентрации съответстват на съдържание на CaCO_3 в диапазона от около 6 до 38% и скалите могат да бъдат определени като различно варовити глини до мергели (Султанов, 1980).

Макроскопски глините и мергелите от Белоземската свита са светло- до тъмносиви, или сивобели с масивна текстура. Често се установява и неясно изразена петниста текстура, определена от наличието на участъци с по-светъл цвят всред основната маса, резултат от неравномерното разпределение на карбонатното вещество. Скалите са прослоени от сравнително тънки (30-50 cm) пластове и лещовидни тела от слабоспоени детритусни варовици, които по-рано са означавани като „езерна креда“ (Божинов и др., 1953ф), „черупчесто-детритусни варовици“ (Ангелов и др., 1983ф; Димитрова, 1995в), или „биогенно-детритусен варовик“ (Вацев, 1999).

Тези скали се установяват повсеместно на различни нива в продуктивната част на Мазгошкия (Milaković, 1955, 1976, Životić et al., 1995), както и в целия Станянски басейн (Божинов и др., 1953ф), но при геоложкото проучване не са картирани самостоятелно поради факта, че отделните прослойки имат ограничено площно разпространение и корелацията им е силно затруднена. Част от прослойките, особено тези, които се намират в близост до въглищния пласт, са богати на въглефицирано органично вещество. Варовиците са бели до кафеникави на цвят, слабо споени и силно порести. Изградени са най-често от фрагментирани и по-рядко добре запазени организмови останки, споени с микрозърнест калцит. Последният се среща като добре остенени кристали с ромбоедрична форма и размери около 10 μm . На места количеството на биогенния компонент е по-малко и преобладава микрозърнестата основна маса. Варовиците са най-често с масивна текстура и интензивно биотурбирани, но на места се установява и неясна хоризонтална слоестост. Според Вацев (1999) в по-чистите прослойки понякога се установяват и каменни ребра по горните повърхнини на наслявяване, както и неясна дребна коса слоистост. При проведените теренни изследвания, обаче, наличието на подобни текстури не бе потвърдено. За сметка на това, бе установено повсеместното разпространение на вертикално ориентирани биоглифи, представляващи следи от коренови части на растения. Празнините, с широчина от няколко милиметра до около 1 cm, навсякъде са запълнени с въглефицирано органично вещество.

Минералният състав на скалите от Белоземската свита е сравнително прост и еднообразен и подсказва за постоянство в източниците на подхранване на басейна. С проведените минераложки изследвания се доказва, че скалите са изградени основно от глинести минерали, с примеси от калцит и кварц. С изключение на прослойките от детритусни варовици, основно скалообразуващо значение в останалите скални разновидности има пелитният компонент. Той е представен основно от илит, като само в отделни проби се установява наличие на каолинит. Както и в Белобрежкия басейн, рентгенографските данни показват, че доминиращо значение имат нискотемпературните политипни модификации на илита – 1M и 1Md. Напълно възможно е и наличието на илит 2M₁, въпреки че негови рефлексии в настоящото изследване не са установени със сигурност. За разлика от Новоискърската свита в Белобрежкия басейн, в разглежданите тук скали монтморилонит не се открива или количеството му е твърде малко, за да бъде регистрирано при дифрактометричните изследвания. Само в няколко проби се установяват отделни пикове, които е възможно да са на монтморилонит, но те са слабо изразени и трудно се отличават от фона. Причина за тази липса на смектитови минерали по всяка вероятност се дължи на отсъствието на по-базични скали в подхранващата провинция на седиментационния басейн. Възможно е част от останалите глинести минерали да съдържат известно количество смектитови слоеве в структурата си. Като цяло, обаче, съдържанието на такива слоеве е вероятно доста ниско, което е и причината за липсата на смесено-слоести минерали в скалите от Белоземската свита.

Хемотропният примес в изследваните скали е представен почти изцяло от калцит. Минералът присъства във всички изследвани проби и е представен основно от микрозърнести ромбоедрични кристали, фино примесени с

глинестото вещество. В някои случаи, обикновено в близост до прослойки от варовици, изгражда малки ивици, лещи, налепи или неправилни тела с бял до кремав цвят в мергелите, като на места придава на скалите петниста текстура. Освен микрит в почти всички изследвани проби е установено и наличието на карбонатни микроконкреции. Изключение прави само проба М.Л.1 от Мазгошката част на басейна, в която такива не бяха установени. В останалите проби, при гранулометричния анализ се установи, че конкрециите са представени във всички фракции, като сумарно количеството им е около 20-30 %, а в прослойките от варовици достига до 50-60 % от обема на скалите. Конкрециите са бели до сиво-бели, на места с налепи от органично вещество, с неправилна до заоблена форма. Често се установяват и цилиндрични тела, представляващи инкрустации по коренови части на растения.

Споменатата по-горе проба М. Л. 1 се различава съществено от останалите изследвани проби. За сметка на отсъствието на карбонатни конкреции, в нея се установява значително присъствие на пиритни конкреции. Последните са с неправилна форма, като са представени предимно в по-едрите фракции ($> 0,5$ мм). Често се срещат и пиритизирани организмови останки. Utesher et al. (2009) съобщават за подобни находки и в българската част на басейна.

Кластичният компонент в скалите е представен изцяло от теригенен кварц. Само в проби Ст. Л. 1 и Ст. Л. 6 в по-едрите фракции ($> 0,5$ mm) се установяват единични сиви ъгловати кластични късчета от варовици. Кварцът присъства във всички изследвани проби. Представен е от бистри, бели до розови, слабо заоблени до слабо ъгловати, най-често с дребно-алевритен и по-рядко с дребно-псамитен размер зърна. В проби Ст. Л. 3 и Ст. Л. 6 част от тях са включени в карбонатните конкреции, поради което се установяват и в по-едрите фракции. Кварцовите зърна са разпръснати безпорядъчно в основната маса от глинести минерали и микрит, а количеството им варира от 5-6% до 15-20%. В съответствие с това, скалите трябва да се определят като различно алевритови, варовити глини и мергели. Според Вацев (1999), рядко се установяват и слоеве от неиздържани глинести дребнозърнести пясъчници с дебелина до 0,2 m. Такива, обаче, в настоящото изследване не са установени. Въпреки това, данните от геоложкото проучване свидетелстват за наличието на места, особено в горните части на свитата, както и в крайните части на басейна, на повишено количество псамитен компонент, като скалите преминават в пясъчливи глини или пясъчливи мергели (Божинов и др., 1953ф).

Биогенният компонент в скалите от Белоземската свита е сравнително добре представен, но твърде неравномерно разпределен. По-голямо е неговото количество в прослойките от биогенно-детритусни варовици, в които на места се наблюдава значително количество, предимно фрагментирани, организмови останки. Въз основа на документираните от Божинов и др. (1953ф) и Връблянски и др. (1958ф; 1960) фосилни останки, Вацев (1999) определя възрастта на разглежданите скали като късен сармат - понт. По-ново изучаване на моллюсковата фауна извършват Utescher et al. (2009). Те ревизират данните за възрастта на въглищата, като въз основа на бозайниковата фауна от зона MN13 и палеомагнитните изследвания определят възраст в интервала късен меот-понт ($\sim 6,5$ до $\sim 5,3$ млн. год.).

Палео-флористичните елементи в скалите от Белоземската свита са изследвани едва в последните години (Ivanov et al., 2006a, b; Utescher et al., 2009). Данните на авторите показват сравнително богата спорова и поленова флора, съставена от 88 фосилни таксона от различни таксономични групи – папрати и мъхове, иглолистни и широколистни. Последната се характеризира с най-голямо таксономично разнообразие, обхващащо около 70 % от цялата флора.

Зайнишка свита. Свитата включва незакономерно редуващи се лошо сортирани пясъчливи и пясъчливо-алевритови глини и мергели с прослойки от глинести пясъци, които съдържат на места голямо количество чакълни варовикови късове и карбонатни конкреции. Долната ѝ граница е литоложка, като Вацев (1999) я поставя в основата на пясъчниково-глинеата пачка, в която пясъчници и пясъчливи глини са по-характерно представени. Тази пачка не е представена повсеместно в басейна. На места, тя е изградена от варовити глини и мергели, които съдържат значително количество грубо кластичен материал. Последният е представен предимно от псамитни и чакълни, и по-рядко от дребно-валунни, слабо- до добре заоблени късове от варовици. В отделни участъци количеството на кластичния компонент е толкова голямо, че скалите преминават във варовикови брекчи и конгломерати.

Основният обем на Зайнишката свита е изграден от жълти до кафеникави пясъчливо-алевролитови глини и мергели, на места съдържащи и по-едри кластични късове от варовици. На различни нива в скалите се наблюдават неиздържани тънки (до 50-60 cm) пластове и леци от пластични глини, сходни с тези от Белоземската свита. В по-долните части на разреза тези глини са със сиво до сиво-кафяво оцветяване, докато в горната част на свитата те имат подчертано червеникав до сиво-червен цвят. Често в скалите от Зайнишката свита се наблюдават нива с послойно разположени карбонатни конкреции с инфилтрационен произход и размери от няколко милиметра до 10-12 cm. За подобен генезис свидетелства и наличието на многобройни калцитни жилки във въглищни късове и в тънки прослойки от въглищни глини, установени в Мазгошката част на басейна.

Химичният състав на скалите от Зайнишката свита е доминиран от SiO_2 , съдържанието, на който варира от 31 до 61%. Количеството на CaO също е сравнително голямо, като се изменя от около 5 % до 27%. Тези стойности съответстват на съдържание на CaCO_3 от 9 до 48%. Необходимо е, обаче, да се отбележи, че основната част от него участва в конкреции и кластични карбонатни късове, докато основната маса на скалите е предимно с глинест състав. Съдържанието на останалите окиси е съизмеримо с концентрацията им в скалите от Белоземската свита.

Минералният състав на глините не се различава съществено от този на скалите от Белоземската свита. Основно скалообразуващо значение тук също имат илит 1M/1Md, кварц и калцит. По-съществено е различието в състава на кластичния компонент. Както е отбелязано по-горе, скалите на места съдържат значително количество карбонатни късове. Последните са сиви до сиво-бели на цвят, по-едрите са сравнително добре заоблени, овални или с неправилна форма, докато по-дребните зърна са често по-слабо заоблени до ъгловати. За разлика от Белоземската свита, тук кварцът присъства и в по-

едрите фракции, където изгражда основно литити от пясъчници и алевролити с глинесто-карбонатна спойка. Отделни кварцови зърна се срещат по-рядко, а там където се установяват са почти изцяло представени от много добре заоблени силно хематитизирани зърна от долно триаски пясъчници. Особено характерни са те за проба Ст. Л. 8, взета от прослойката от сиво-червеникави глини. Подобни зърна се срещат и в останалите проби от свитата, но в тях обикновено количеството им рядко надвишава 2-3%. Почти навсякъде хематитът по тях е лимонитизиран, като в по-дребните фракции често заедно с кластичния компонент се установяват и дребни люспи от лимонит. В алевритната фракция описаните кварцови зърна обикновено са в подчинено количество (до 10-15%). Основната част от фракцията е изградена от прозрачни до бели на цвят, слабо ъгловати до сравнително добре заоблени кварцови зърна, аналогични на тези от скалите от Белоземската свита.

Разглежданите тук скали съдържат значително количество карбонатни конкреции. Последните, за разлика от описаните по-горе, обикновено са с жълтеникав до жълто-бял цвят поради наличието на желязо, най-често с неправилна форма или цилиндрични, с празнини от коренови части на растения. Количеството им в изследваните фракции е около 15-20%, но в проба Ст. Л. 7 те са преобладаващи, като надвишават 50% от обема на скалата.

Описаните скали от Зайнишката свита имат сравнително широко разпространение в района. Отложени са върху скалите на Белоземската свита, а там където те липсват и направо върху въглищния пласт. В рамките на Станянския басейн не са установени само на места в най-южните му части, а дебелината им достига на места до 50 - 60 m (Божинов и др., 1953ф; Вацев, 1999). В рамките на продуктивната част на Мазгошкия басейн дебелината на скалите е силно редуцирана (достига до около 15 m; Životić, 2003) в следствие на осъществения размив. Характерни фосилни останки в скалите от разглежданата свита не са установени. Въпреки това, на места в тях се срещат организмови фрагменти. По стратиграфското им положение възрастта е определена като късен понт - ранен плиоцен (?) (Вацев, 1999).

Странянска свита. Изградена е от неравномерно редуващи се червеноцветни пролувиално-алувиални пясъчливи, слабоваровити глини, които съдържат голямо количество грубокластичен компонент и често с преходи към глинесто-пясъчливи брекчоконгломерати, гравелити и едро- до дребнозърнести лошо сортирани пясъчници (Вацев, 1999). Петрографският състав на псефитовите късове е разнообразен и включва перм-долнотриаски виолетовочервени пясъчници и пясъчливи аргилити, среднотриаски и юрски варовици, долнокредни пясъчници, пясъчливо-алевритови аргилити, мергели и други. Те лежат с ясна литоложка граница върху скалите на Зайнишката свита, а на места, където в основата присъстват и брекчоконгломерати, тя има и слабо изразен размивен характер. Дебелината им достига до 50-80m (Вацев, 1999). Съвременното площно разпространение на описаните скали е доста ограничено. Те са установени в две сравнителни малки разкрития. Горната граница на свитата е с размивен характер, а скалите са покрити от почвен слой.

Свитата е опробвана в две точки (Ст. Л. 10, 11), резултатите от изследванията, на които са сходни с тези на останалите скали от

разглеждания басейн. Различават се единствено по по-голямото количество кластичен компонент от долнотриаски пясъчници, на който се дължи червеникаво-кафявото им оцветяване. Поради липса на фосилни останки Вацев (1999), по аналогия с идентични скали от други неогенски басейни от Централна и Югозападна България, определя възрастта на скалите като късен плиоцен – плейстоцен.

Кватернерната система е представена от повсеместно развит почвен слой с дебелина от няколко сантиметра до около 1 m. Последният е образуван върху размивна горна повърхност на скалите от Зайнишката или Странянската свита. На места, обикновено в доловете, са установени и временни грубокластични наслаги, с делувиялно-пролувиален произход и дебелина до 8 m (Вацев, 1999).

2.2.3 Тектонска характеристика

В регионално-геоложко отношение районът на Станянския басейн попада в западния дял Старопланинската тектонска зона. Областта има доста сложен тектонски строеж, съставен от автохтонни и алохтонни елементи (Ангелов и др., 1983ф). Първите са представени от възникналия в следствие на илирската тектонска фаза Берковски антиклинорий. От него в района се разкрива само част от силно деформираната при наложената навлачна тектоника Издремец-Губешка синклинала, изграждаща неговия южен борд. Алохтонните тектонски елементи са представени от две първоразрядни структури, които Ангелов и др. (1983ф) означават като Нишавски параавтохтон и Свогенски алохтон. Те са разделени от т.н. Годечко структурно коляно, което според авторите има характер на крипторуптура и отделя единици с различен тектонски стил.

На запад от Годечкото структурно коляно се наблюдават няколко навлачни тектонски единици – Височка, Видличка и Калотинска, които на запад преминават на сръбска територия. Според Ангелов и др. (1983ф) те изграждат областите Забърде и Клокотишкото плоскогорие и влизат в рамките на Нишавския параавтохтон. Разглежданият в настоящия дисертационен труд Станянски басейн попада изцяло в рамките на Видличката дигитация. Тя изгражда централната част на Нишавския параавтохтон (Ангелов и др., 1983ф) и обхваща областта „Забърде“. На север единицата граничи с Височката дигитация, от която е отделена посредством Видличката дислокация (Видлички възсед). Последната е част от Задбалканския дълбочинен разлом и представлява разломен сноп, съставен от десни възсед-отседи, които потъват стръмно на юг (Пиронков, 1975ф). На юг разглежданата тектонска единица граничи чрез Калотинския разломен сноп (Ангелов и др., 1983ф) с Калотинската дигитация, фронталната част на която е допълнително усложнена от челни навлачни клинове (Цанков, 1995). За разлика от съседните тектонски единици, тук разломната тектоника е значително по-слабо изразена. Основните дизюнктивни структури представляват възседи с ориентировка 120° – 130° и дължина до 10 km (Ангелов и др., 1983ф). Другите разломни системи са значително по-слабо проявени. Това са най-често къси разседи с ориентировка 80° – 90° , и много рядко незначителни разломи с посока 160° – 170° (Ангелов и др., 1983ф).

3. ПЕТРОЛОЖКА И ГЕОХИМИЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА НА ОРГАНИЧНАТА ЧАСТ НА ВЪГЛИЩАТА

3.1 Литотипен състав

3.1.1 Литотипен състав на въглищата от Белобрежкия басейн

Белобрежките лигнити представляват типични ксилитни въглища, които съдържат слабо променени ксилитни фрагменти. Според Константинова (1966) количеството на ксилита не надвишава 25%. Необходимо е, обаче, да се отбележи, че разпределението на добре запазените растителни останки в рамките на басейна е неравномерно, като на места количеството на ксилита значително надвишава 25%. Той е бежов до светлокафяв и по-рядко тъмнокафяв на цвят. Размерите на фрагментите варират в широки граници – от малки късове до цели дървесни стволоче, а дължината им достига до няколко метра. Късовете са разположени паралелно на наслояването, без обаче да образуват самостоятелни слоеве (Константинова, 1966). Макар и слаба, налице е тенденция към намаляване на количеството на ксилитните фрагменти в по-вътрешните части на басейна, като на отделни нива се наблюдава преход към детритни въглища. В останалите изследвани разрези, намиращи се предимно в по-крайните части на басейна, ксилитните въглища са преобладаващи.

Спояващото вещество на ксилитните останки е представено от тъмнокафява до черна матова детритна маса, в която на места се наблюдават по-светли участъци, съдържащи по-голямо количество минерални примеси. Фюзенизирани дървесни останки се срещат много рядко, предимно под формата на тънки и къси ивици и лещи, обикновено в асоциация с ксилитни останки. Поради малките размери на фюзеновите тела последните не са отделени като самостоятелен литотип.

Въглищният пласт има сложен строеж, като е прослоен с неиздържани пространствено ивици и лещи с глинеи и глинесто-карбонатен състав, които съдържат въглищни включения. Този факт налага отделянето на самостоятелен литотип с високо съдържание на минерали. Взаимоотношенията между различните литотипи са доста сложни, което се дължи на бързите им преходи един в друг, както във вертикална, така и в хоризонтална посока.

Въглищата от централните части на басейна се характеризират с пониско съдържание на минерални прослойки и наличието на места на участъци с по-голямо количество детритна маса. В отделни разрези въглищният пласт е еднороден и изграден изцяло от ксилитни въглища. В крайните части на басейна, обаче, се наблюдават чести прослоявания на ксилитни и мергелни прослойки, които са указание за многократна промяна на водното ниво, вероятно резултат от променящата се интензивност на тектонските движения и/или промяна на климатичните условия. В отделни случаи дебелината на мергелните прослойки достига до 1,5 – 2 m. В тези участъци се наблюдават и неголеми лещи от сиво-бяла до кремава биогенно-детритусна глинесто-карбонатна рахла скала, която в предишни изследвания е означавана като нечиста езерна креда (Божинев, 1953ф). Тя е изградена от биогенни останки, сред които се намират и цели черупки от *Planorbis* (Божинев, 1953ф), като много често съдържа и растителни останки.

3.1.2 Литотипен състав на въглищата от Станянския басейн

Разглежданите въглища се отличават със сравнително прост литотипен състав. Развит е един въглищен пласт със средна дебелина 20m, който е изграден от матови детритни въглища. Цветът на свежа повърхнина е светлокафяв, а при изсъхване въглищата стават тъмнокафяви до черни. По разреза на пласта са развити тънки глинести прослойки, някои, от които (предимно тези от най-горните и най-долните части) се проследяват в целия басейн. Фосилна дървесина се установява само на места, предимно в северната част на басейна, където образува неиздържани слоеве и лещи от детритни въглища с повишено съдържание на ксилит. Фюзенизирани растителни останки се наблюдават като отделни малки ивици и лещи във въглищния пласт. Единствено в най-горната част на пласта се установява по-широко разпространение на фюзенизираните останки, които на места образуват сравнително добре издържан слой с дебелина 0,5 – 1 cm. Наличието на овъглена дървесина е указание за осушаването и samozапалване на блатото, с което въглеобразуването в Станянския басейн е прекратено.

3.2 Мацерален състав

3.2.1 Мацерален състав на въглищата от Белобрежкия басейн

Петрографският анализ на въглищата от Белобрежкия басейн установява доминиращата роля на мацералите от група Хуминит. Съдържанието им в отделните проби варира от 16,0 до 96,6 (средно 88,3) об. %. Текстинитът е преобладаващ мацерал във въглищата. Представен е от късове неразложена дървесина или коренови части и се характеризира с ниски стойности на коефициента на отражение (текстинит А). Голяма част от късовете в отразена светлина показват силни вътрешни рефлексии, които според Taylor et al. (1998) се дължат на наличието на прозрачни импрегниращи субстанции в дървесината. Според Константинова (1966) мацералът е резултат от отлагането на иглолистна растителност. Изследванията на текстинита във флуоресцентна светлина доказват това твърдение, като се установява импрегниране на дървесината от смоли до такава степен, че структурата в повечето случаи е почти заличена и може да се наблюдава само в отделни участъци. Само в отделни случаи текстинитът е с по-високо отражение и е възможно да бъде наблюдавана структурата му. В тези случаи клетъчните му стени са тънки, а клетъчните отвори са запълнени с резинит и по-рядко с флобафинит. Рядко се установява по-силно гелифициран текстинит, при който клетъчните стени са по-силно деформирани. Той вероятно произхожда от широколистна растителност и често прехождат в по-силно гелифицирани мацерали. Клетъчните отвори са малки и най-често са празни или много рядко са запълнени с флобафинит. Във флуоресцентна светлина мацералът показва светло- до тъмнокафяви цветове, които най-вероятно са резултат от наличието на запазена целулоза в клетъчната структура на тъканите. С напредване на процеса се наблюдава преход към по-силно гелифицирания текстолит и по-рядко в еу-литинит. Текстолитът обикновено е сравнително силно гелифициран и се характеризира със силно деформирани клетъчни стени, които на места плътно затварят клетъчните отвори. В отделни

случаи се наблюдава отлагане на фрамбоидален пирит в последните. Количеството на текст-улминита в пробите варира в широки граници. Средното му съдържание е около 12 об.%, като максимално достига до 34,5 об.%. Рядко се наблюдават преходи към еу-улминит, количеството на който е средно около 6 об.%, а максималното му съдържание, установено в една проба е 33 об.%. Количеството му в разрези I и III е минимално (средно около 2 об. %), докато в останалите разрези съдържанието на еу-улминит е сравнително по-високо (средно около 13 об. %), което е индикация за малко по-напреднала гелификация на изходния материал в тези части на въглищния пласт.

От палеоботаничните и палинологичните данни за ботаничното разнообразие в басейна (Петров и др., 1974; Паламарев и др., 1988; Ivanov et al., 2007), може да се направи предположението, че голяма част от спойващата маса на въглищата е получена в резултат на интензивна хумификация на храстовиден и дървесен растителен материал преди погребването му. Тя е представена предимно от атринит, количеството, на който варира в широки граници - от 5,4 до 71 об. % (средно 37 об. %). Последният е изграден от слабо гелифицирани и неуплътнени детритни частици и хумусни колоиди, смесени с голямо количество неорганично вещество. По-силно уплътнение на основната маса и преход към денсинит се наблюдава сравнително рядко, под формата на неголеми лещи или ивици в атринита. При изследвания във флуоресцентна светлина основната маса обикновено показва слаби кафеникави цветове, дължащи се на присъствието на неразложена целулоза в структурата на детритните частици.

Въглищата от Блобребжкия басейн се отличават с високо съдържание на корпохуминит. Установени са и двата му мацерални типа, като количествено преобладава флобафинитът. Последният е свързан преди всичко с коркови тъкани в кореновите части на растенията и запълва клетъчните отвори на суберинита. По-рядко се среща в асоциация с текстинит или текст-улминит. Другият мацерален тип (псевдо-флобафинитът) се наблюдава под формата на малки, закръглени тела, запълващи вторично клетъчните отвори на структурните мацерали в следствие на отлагане на хумусни колоиди в тях. Към този тип условно са отнесени и тези тела, които са разпръснати в основната маса.

Въглищата съдържат сравнително малко количество мацерали от група Липтинит (от 0 до 17 об.%, средно около 7 об.%). Установени са споринит, кутинит, резинит, суберинит, алгинит, флуоринит и липтодетринит. Цветът им във флуоресцентна светлина е светложълт до жълтозелен и е в съответствие с ниския ранг на изследваните въглища (Taylor et al., 1998).

Споринитът е установен под формата на сплескани, удължени и нишковидни тела от микроспори и поленови зърна, лежащи паралелно на наслояването. Закръглени и триъгълни споринитови тела се срещат сравнително рядко. Съдържанието на споринит във въглищата варира от 0 до 4,1 об.%, но обикновено е около 1-2 об.%, като не се наблюдава никаква ясно изразена тенденция в разпределението му по разреза на пласта.

Кутинитът е представен от дебели тела, като често се наблюдават характерните израстъци, копиращи клетъчната структура на тъканта, която покрива. Мацералът обикновено е слабо деформиран, което е указание за

спокойни условия на отлагане на листната маса. Във въглищата са наблюдавани и единични нишковидни, силно деформирани кутинови тела, показващи, че вероятно част от листата са били транспортирани от съседни области. В отделни случаи, в асоциация с кутинита се явява флуоринит. Почесто той образува струпвания от малки закръглени тела, притежаващи силна флуоресценция в жълто-кафяви и жълтозелени цветове. Понякога количеството му е толкова голямо, че заема почти цялата площ на листата (Zdravkov and Kortenski, 2004). По-рядко мацералът се среща под формата на малки тела, разпръснати сред основната маса.

Суберинитът присъства в малки количества (0,5–1 об.%) в почти всички изследвани проби, като изгражда корковите тъкани на запазените във въглищата коренови части на растенията. Клетъчните му стени са тънки, а лумените са овални (по-рядко са силно деформирани) и запълнени с корпохуминит. По-рядко се среща под формата на продълговати ивици, които вероятно представляват надлъжен разрез на корени или малки клонки.

Въпреки силната импрегнация на дървесината, резинит под формата на отделни тела се среща сравнително рядко, а количеството му достига до 7 об. %. Повишено съдържание на резинит се установява в пробите от разрез IV, където количеството му е средно около 3,3 об. %. Пробите от останалите разрези и особено тези от разрез I се отличават с по-малко резинит (0,7 до 1,4 об. %). Мацералът най-често импрегнира тъканите и поради тази причина е причислен към текстинита. По-рядко се среща като малки закръглени тела, запълващи смолни канали в растенията и техните корени или в рамките на коркови тъкани. В допълнение, в част от пробите от разрези IV и V се наблюдават и отделни тела от детритен резинит в количество под 0,5 об. %.

Алгинитът се среща сравнително рядко, най-често под формата на малки удължени тела с трудно различима структура (телалгинит). Срещат се и тела с напълно заличена структура (ламалгинит). Последното може да служи като доказателство за окислителна среда по време на образуване на въглищата, тъй като структурата на алгинитовите тела се запазва предимно в анаеробни условия (Taylor et al., 1998).

Най-широко представеният в изследваните въглища липоиден мацерал е липтодетринитът в количество до 10 об. %. Той е изграден от детритни частици от останалите липтинитови мацерали, които поради неопределена морфология и идентификационни белези не могат да бъдат означени като някои от другите мацерали от групата. Цветът му във флуоресцентна светлина е най-често жълт, което заедно с честата асоциация с алгинит навежда на мисълта, че една голяма част от липтодетринита е образуван за сметка на разрушаване на алгинитови останки. По-рядко цветът е жълтозелен и указва за участието на флуоринит и споринит в липтодетринита.

Мацералите от група Инертинит са слабо представени във въглищата от Белевския басейн. Само в две проби от горната част на пласта в разрез I е установено повишено съдържание на инертинитови мацерали. Пирофузинит и пиросемифузинит със звездовидна структура, заедно с инертдетринит са диагностицирани в значително количество (23 до 66 об. %) в тези проби. В останалите съдържанието на инертинитови мацерали рядко надминава 3-4 об. %, като са представени предимно инертдетринит и фунгинит. Деградофузинит се установява изключително рядко. Стените му са тънки и

деформирани, а отворите в отделни случаи са запълнени с хумусни гели. С изключение на споменатите по-горе две проби от горната част на пласта, които представляват фюзенизиран слой върху дървесни дънери с автохтонен произход, инертинитовите мацерали в останалите проби са най-вероятно с алохтонен произход и са отложени в резултат от пренасянето на инертинитови компоненти от съседни области по въздушен или воден път. Последното се потвърждава и от доминиращата роля на инертдетритинит в тях. Част от изследваните въглищни проби съдържат и известно количество (до 2 об.%) макринит. Макринитовите тела във всички проби се отличават с резки граници с вместиращата детритна маса и вероятно генезисът на мацерала е алохтонен, аналогичен на този на останалите инертинитовите мацерали.

Останките от нисши гъби, въпреки ниското си съдържание (средно около 1 об.%), присъстват в голяма част от изследваните проби. Единствено в една проба от разрез II количеството на фунгинита достига до 11 об. %, което е доказателство за окислителни условия по време на образуването на торфа там. Останките най-често са представени от дву- и многоклетъчни гъбни спори и закръглени склероции, докато плектенхимни тъкани се срещат сравнително рядко.

3.2.2 Мацерален състав на въглищата от Станянския басейн

В тези въглища също преобладават мацералите от група Хуминит. Съдържанието им варира от 70 до 94 об. %, при средна стойност около 84 об. %. За разлика от белобрежките въглища, съдържанието на мацерали от подгрупа Хумотелинит във въглищата от Станянския басейн е минимално. Единствено в няколко проби от горните и средните нива на пласта, те са представени в по-високи съдържания. Текстинитът в тези въглища е в подчинено количество, като съдържанието му варира от 0 до 11,4 об.%, а средно е около 3 об.%. Запазен е предимно около суберинитови тъкани и порядко в корени, като образува малки лещи или ивици, преминаващи в атринит. Характеризира се с наличието на сравнително дебели клетъчни стени и малки отвори, които са празни или са запълнени с хумусни гели. В повечето случаи клетъчните стени са деформирани, като често се наблюдава преход към текстолминит.

Улминитът е представен от двата мацерални типа – текст-улминит и еу-улминит в приблизително равни количества. Съдържанието им е средно около 4 об.%, като в отделните проби количеството им варира в широки граници. Текст-улминитът се наблюдава главно в асоциация с текстинит и образува малки лещи. Еу-улминитът обикновено образува сравнително издържани ивици и лещи, които се характеризират с напълно заличена структура. В отделни случаи се наблюдава и еу-улминит, който е с много ниско отражение и доста силна флуоресценция. Последната вероятно е резултат от импрегнация на тъканите с устойчиви на разлагане субстанции. В слабо окислителни условия и сравнително високо водно ниво в блатото голяма част от смолистите компоненти на дървесината могат да бъдат размити под действието на водата. В резултат, дървесните останки са сравнително слабо импрегнирани, което е предпоставка за развитието на различни бактериологични съобщества и промяна на дървесината в процеса на биохимична гелификация.

Мацералният състав на въглищата е доминиран от слабо споена атринитова детритна маса в количество около 67 об.%. Често в нея се срещат участъци с повишено съдържание на неорганично вещество. Само в единични случаи се наблюдава по-силно уплътнение на детритните частици и преход към денсинит. Като цяло, обаче, количеството на последния е пренебрежимо малко и е под 1 об.%.

Разглежданите въглища са слабо гелифицирани, което се потвърждава както от почти пълната липса на денсинит, така и от ниското съдържание на хумусни колоиди. Гелинитът е представен основно под формата на поригелинит и по-рядко като левигелинит в клетъчни отвори на структурни мацерали. Гелинитът, както и псевдо-флобафинитът, който се наблюдава като малки закръглени тела, разпръснати в основната маса, са установени в минимални количества (съответно 0,8 об. % и около 1,5 об. %). Подгрупа Хумоколинит е представена основно от флобафинит в количество до 10,7 об. %. Последният запълва клетъчни отвори в суберинизирани тъкани, които най-често са коренови части от растения, с широко разпространение в станяанските въглища.

Мацералите от група Липтинит са представени в изследваните въглища в количество около 14 об. %. Цветът им във флуоресцентна светлина е жълт и по-рядко жълто-кафяв и е в съответствие с ниския ранг на въглищата (Stach et al., 1982). При мацералния анализ са установени споринит, кутинит, суберинит, резинит, алгинит, флуоринит и липтодетринит.

Споринитът е представен от микроспори и полен, най-често сплескани и с продълговата форма. Екзината в повечето случаи е цяла, което може да се приеме като резултат от автохтонно отлагане и незначително механично въздействие върху споринита. Последното се потвърждава и от наличието на неразрушени спорангии, установени във въглищата. Количеството на споринита е незначително (около 0,8 об. %), като максимално достига до 2 об. %. Въпреки това, мацералът присъства в почти всички проби, а разпределението му по разреза на пласта е сравнително равномерно.

Кутинитът е представен слабо в разглежданите въглища. Количеството му е средно около 0,5 об. %, като е по-голямо единствено в една проба от средната част на пласта в разрез II. Мацералът асоциира с дървесни тъкани и вероятно изгражда външната обвивка на млади клонки. Листни тъкани не са установени в станяанските въглища, което свидетелства за разрушаването им поради неблагоприятни условия на средата. Флуоринитът, който обикновено асоциира с кутинит, в настоящия случай се явява в малки количества, разпръснат сред основната маса.

Суберинитът е един от доминиращите липоидни мацерали в станяанските въглища, като съставлява до 14 об. % от въглищната маса. Той изгражда запазени коренови части и по-рядко се среща в асоциация със структурни хуминитови мацерали, като образува коркова тъкан върху тях. Клетъчните стени на суберинита са тънки, а отворите са запълнени с флобафинит или са празни. Често централната част на корените е изградена от резинит, което недвусмислено указва за наличието на кониферна растителност в палеоблатото.

Алгинитът се среща най-често под формата на удължени тела с ясно различима мрежеста структура. Количеството му във въглищата не е голямо

(около 1,4 об. %), но мацералът присъства в почти всички проби, указвайки за наличието на открити водни пространства по време на отлагането на растителния материал.

Основен липоиден мацерал, представен в изследваните въглища е липтодетринитът. Последният включва детритни частици от останалите мацерали, както и останки от споменатите вече нанопланктонни водорасли и флуоринит. Количеството на мацерала достига до 14,3 об. %, като по-високо съдържание се установява в една проба от долнището на пласта в разрез I. В останалите проби съдържанието му варира от около 4 до 10 об. %, като показва силна дезинтеграция на липоидните частици.

Мацералите от група Инертинит са представени в минимално количество в разглежданите въглища. Повишено съдържание се наблюдава в средната част на пласта в разрез II. Установените там пиромуфунит, пирополуфунит, макринит и инертдетринит са с предимно алохтонен произход и са пренесени от съседни участъци. Групата е представена главно от фунгинит. Последният присъства в количество около 1 об. % в почти всички проби.

3.3 Мацерални индекси

Установените при мацералния анализ процентни съдържания на отделните мацерали са използвани от различни автори (von der Brelie and Wolf, 1981; Diessel, 1982, 1986, 1992; Cammeron et al., 1984; Goodarzi, 1985; Mukhopadhyay, 1986; Calder et al., 1991; Kalkreuth et al., 1991, Marchioni and Kalkreuth, 1991 и др.) за интерпретация на условията на отлагане на растителния материал. Възможността мацералите да се използват за установяване на условията на образуване на въглищата е обусловена от два факта. От една страна процентните съдържания, установени във въглищата, са в пряка зависимост от типа на изходния материал и характеристиките на средата (Kalkreuth et al., 1991), а от друга самите мацерали се явяват като индикатори за определен тип палеообстановка. Така например, наличието на голямо количество алгинит указва за торфообразуване в типична лимнична среда, тъй като мацералът се образува в различно големи пресноводни или соленоводни басейни с открита водна повърхност. Резинитът служи като индикатор за наличието на кониферна растителност, развиваща се предимно в горски тип блатата. Присъствието на структурни гелифицирани мацерали като текстинит и улминит, както и асоциацията им с корпохуминит и коркови тъкани е индикация, че по време на образуване на торфа условията в блатото са били благоприятни за развитието на дървесна растителност. От друга страна голямото количество детритна маса под формата на атринит и/или денсинит в асоциация със споринит указва за преобладаване на слабо устойчиви на разлагане тревисти (тръстикови) растения, като торфообразуването се извършва в тръстикови блатата с високо водно ниво (Teichmüller, 1962). Повишеното количество детритна маса може да бъде и указание за интензивна механична деструкция на растителните останки преди погребването им (Diessel, 1992). Наличието на инертнитови мацерали свидетелства за окислителна и/или термо-окислителна деструкция на растителните останки или живите растения и в някои случаи това може да се интерпретира като индикация за осушаване на торфеното блато.

В настоящото изследване интерпретацията на условията, при които са

формирани въглищата от разглежданите басейни, е направена въз основа на използването на диагностични мацерали, образуването на които зависи както от типа на средата на отлагане, така и от характеристиките на растителността в блатото. За тази цел са използвани индексите, предложени от Diessel (1986, 1992) и Calder et al. (1991).

Развивайки идеята за мацералите-индикатори, Diessel (1986, 1992) предлага два индекса – TPI и GI – използването на които предоставя възможност за интерпретация на условията, при които са образувани въглищата. В настоящото изследване, при изчислението на тези индекси, са използвани формулите, модифицирани от Kalkreuth et al. (1991) за въглища с нисък ранг. Единствено GI е слабо изменен, с цел да се отчете по-високата степен на гелификация на текстурно-улминитите.

$$TPI = \frac{\text{текстинит} + \text{улминит} + \text{флорафинит} + \text{фулинит} + \text{семифулинит}}{\text{хумодетринит} + \text{псевдо-флорафинит} + \text{гелинит} + \text{макринит}}$$

$$GI = \frac{\text{улминит} + \text{карпохуминит} + \text{гелинит} + \text{денсинит} + \text{макринит}}{\text{текстинит} + \text{атринит} + \text{фулинит} + \text{семифулинит} + \text{инертдетринит}}$$

Отношението на структурните към детритните мацерали е означено от Diessel (1986, 1992) като “индекс на запазеност на тъканите” или TPI. Последният е индикатор за степента на хумификация на растителния материал. Това се дължи на факта, че слабата хумификация на растителните тъкани води до по-добро запазване на тяхната структура. От друга страна TPI може да се използва и като индиректен показател за типа на изходната растителност. Целулозата, от която са изградени тъканите на тревистите растения се разлага сравнително бързо, дори при анаеробни условия, с изключение на случаите, в които блатото се характеризира с много ниски стойности на pH и Eh (Diessel, 1992). По този начин преобладаването на тревисти видове в блатото ще доведе до повишено количество детритна основна маса. От друга страна дървесните видове, които освен целулоза в тъканите си съдържат и по-устойчивия на разлагане лигнин, се запазват сравнително добре при определени условия. Shearer and Moore (1994) и Koncon and Sachsenhofer (1999) установяват, че кониферните видове имат значително по-висок потенциал за запазване в сравнение с широколистните растения. От друга страна, Dehmer (1995), изследвайки органичния материал от съвременни торфища, установява, че това не е винаги вярно и степента на запазеност на тъканите е силно зависима от конкретните условия на средата на торфообразуване. Въпреки че скоростта на разрушаване на дървесината зависи, както от вида на растението, така и от условията на средата, става ясно, че понижената скорост на вертикалните тектонски движения може да доведе до по-продължително въздействие на различни деструктивни агенти. Това води до по-интензивна хумификация на дървесината и съответно по-ниски стойности на TPI. Максимална степен на запазване на тъканите се постига при достигане на баланс между скоростите на отлагане на растителните останки и на повишаване на водното ниво (Diessel, 1992).

Отношението на силно гелифицираните и структурните инертнитови мацерали към слабо гелифицираните мацерали е означено от Diessel (1986, 1992) като “гелификационен индекс” или GI и се счита за индикатор за степента на влажност в блатото. Това се дължи на факта, че гелификацията изисква продължителното присъствие на вода. От друга страна GI може да се

използва и като индикатор за киселинността на средата (Dehmer, 1989), тъй като за дейността на бактериите, участващи в процеса на биохимична гелификация е необходимо средата да бъде неутрална до слабо алкална. Инертинитовите мацерали, участващи в горната формула като индикатори за суха среда, представляват сериозен проблем при интерпретацията на обстановката на отлагане на растителния материал. Това се дължи основно на два факта. От една страна, по-голямата част от тези мацерали са с алохтонен произход, т.е. те са образувани извън блатото и са пренесени по въздушен или воден път (Scott, 2000, 2002), както е и в изследваните въглища. От друга страна, голяма част от фузинита и семифузинита са резултат от високотемпературна термична деструкция на материала, развиваща се в коронните части на дървесните видове, т.е. далеч от водното ниво и не винаги са индикатор за сухи условия в блатото (Calder et al., 1991). Въпреки тези недостатъци, инертинитовите мацерали са включени във формулата, тъй като в изследваните въглища тяхното съдържание е ниско и не оказва влияние върху тенденцията в разпределението на стойностите на GI.

Стойностите на TPI в белобрешките въглища варират в доста широки граници - от 0,1 до 10,4, което е разбираемо предвид наличието на множество добре запазени растителни останки в тези въглища. Въпреки това, обаче, високите стойности на индекса се установяват само в някои от изследваните проби. В останалите TPI е значително по-нисък, като обикновено рядко надвишава 1. Медианната стойност на индекса е доста ниска – около 0,7 и според интерпретацията на Diessel (1986, 1992) подсказва за торфообразуване в обстановка, доминирана от лесно разградими широколистни и/или тревни растения. Предвид голямото количество ксиленови останки във въглищата, обаче, подобна интерпретация за вида на изходната растителност е малко вероятна. Настоящите изследвания върху геохимичната характеристика на органичното вещество във въглищата от Белобрешкия басейн показват, че доминираща роля в растителните палеосъобщества са имали различни иглолистни видове, които заедно с подчинените им широколистни дървесни, тревни и папратови растения са участвали в изграждането на мезофитни екоценози (Паламарев и Китанов, 1988; Ivanov et al., 2007), съществуващи в блато от горски тип. Имайки предвид този факт, може да се отбележи, че по всяка вероятност ниските стойности на TPI са резултат от по-интензивна хумификация на растителните останки в условия на намалена интензивност на тектонските движения.

В станянските въглища стойностите на TPI са по-ниски и варират в границите от 0,0 до 0,9. Медианната стойност на индекса, обаче, е значително по-ниска от тази в Белобрешкия басейн – 0,16 и по всяка вероятност отразява различията в растителните съобщества в двата басейна. Ivanov et al. (2006a, b) и Utescher et al. (2009) въз основа на палинологички анализ установяват, че при образуването на въглищата от Станянския басейн доминиращо значение са имали широколистни дървесни, тревни и папратови растения. Условията на торфонатрупване по всяка вероятност са били доста сходни с тези в белобрешкото блато, с това изключение, че в Станянския басейн, освен интензивната хумификация на растителните останки, съществено значение за лошата запазеност на тъканите е оказала и доминиращата роля на по-слабо устойчиви на деградация растителни тъкани.

Гелификационният индекс и в двете изследвани находища е доста нисък. По-високите стойности на GI в белобрешките въглища - до 2,6 се дължат на малко по-голямото количество текст-улминит с по-напреднала гелификация, докато в станянските въглища по-високите стойности са резултат на наличието на корпохуминит в клетъчни отвори на суберинизирани тъкани. Като цяло, медианните стойности на индекса са доста ниски и в двата басейна (0,6 в Бели Брег и 0,17 в Станянци) и свидетелстват за незначителна гелификация на тъканите. Този факт, по всяка вероятност, е свързан с влиянието на климатичните изменения върху водното ниво и сезонното засушаване на торфените блатата. Основание за подобно твърдение дава фактът, че за по-интензивната гелификация на растителните останки е необходимо продължителното присъствие на вода в блатото (Taylor et al., 1998).

Calder et al. (1991) предлагат интерпретацията на условията на образуване на торфа в древните екосистеми да бъде базирана на класификационната схема, характеризираща съвременните блатата (Moore, 1989) и отчитаща влиянието на подземните води, подхранването с различни вещества, киселинността на средата и типа на растителността. Предложеният метод е базиран на изчислението на два индекса – GWI (индекс, отчитащ влиянието на подземните води) и VI (индекс на растителността). Формулите, по които са изчислени двата индекса са дадени по-долу:

$$GWI = \frac{\text{корпохуминит} + \text{гелинит} + \text{минерални примеси}}{\text{текстинит} + \text{улминит} + \text{хумодетринит}}$$

$$VI = \frac{\text{текстинит} + \text{улминит} + \text{флорифинит} + \text{инстуринит} + \text{суберинит}}{\text{хумодетринит} + \text{псевдо-флорифинит} + \text{гелинит} + \text{инертдетринит} + \text{остатъци от типиде и мацерати}}$$

При изчислението на GWI основно внимание се обръща на степента на биохимична гелификация на растителните тъкани. Индексът представлява отношението на силно гелифицираните към слабо гелифицираните мацерали. Във формулата участват и минералните примеси, като индикатор за водното ниво и определящи типа на блатото. Необходимо е, обаче, да се отбележи, че Calder et al. (1991) използват индекса при черни въглища, в които тъканите са значително по-силно гелифицирани. В настоящия случай, незначителното съдържание на по-силно гелифицирани мацерали във въглищата от Белобрешкия и Станянския басейн предопределя и много ниските стойности на GWI – средно около 0,3-0,4. Според Calder et al. (1991) ниските стойности на индекса са индикация за ограничен привнос на хранителни вещества в блатото, което за разглежданите басейни налага да приемем, че торфообразуването е извършено в омботрофен тип блато с незначително подхранване. Последното, обаче, е в противоречие с високото пепелно съдържание на въглищата и от двата разглеждани басейна, което свидетелства за значително подхранване на блатата, т.е. техният тип трябва да се определи като мезо- до реотрофни блатата. Този факт налага да се приеме, че за Белобрешкия и Станянския басейни интерпретациите въз основа на GWI не представят напълно реалистична картина на условията на торфообразуване.

Индексът на растителността VI е напълно аналогичен на предложения от Diessel (1986) TPI и е определящ за типа на изходната растителност, тъй като контрастира мацерали, образуващи се в горски блатата от дървесна

растителност и такива, образуването, на които е свързано с тревиста или водораслова растителност. Стойностите на VI се различават слабо от тези на TPI, а тенденцията в промяната на двата параметъра по разреза на въглищните пластове е доста сходна. В тази връзка, коментарите направени по-горе при разглеждането на TPI важат в пълна сила и тук.

3.4 Геохимична характеристика на въглищата

3.4.1 Съдържание на $C_{org.}$, SOM и Rock Eval параметри

Съдържанието на органичен въглерод в белебжежките въглища, изчислено на суха маса, варира в границите от 42,0 до 62,0%, докато за станянските въглища то е от 41,0 до 57,5%. Разликите в съдържанията на органичен въглерод в отделните проби се обуславят от променящото се количество на органичното вещество във въглищата. Това се илюстрира и от установената обратнопропорционална зависимост между съдържанията на пепел и въглерод ($r = -0,99$ за белебжежките въглища и $r = -0,95$ за станянските въглища). Преизчислено на органична маса, съдържанието на $C_{org.}$ варира от 61,7 до 66,1% в белебжежките въглища и от 43,6 до 73,4% в станянските. Съгласно международната класификация (Taylor et al., 1998), тези ниски стойности определят изследваните въглища като лигнити и са резултат от ниската степен на въглефикация на растителните останки. Лигнитният стадий се потвърждава и от високата работна влага (47,5% - Бели Брег и 52,5% - Станянци), високият добив на летливи вещества (на суха органична маса - 53,4% за Бели Брег и 61,0% за Станянци), както и ниската топлина на изгаряне на въглищата (на суха органична маса - 23,27 kJ/kg – Бели Брег; 19,42 kJ/kg – Станянци; Šiškov, 1997).

Водородните индекси (HI, mg HC/g TOC) на пробите, подбрани за геохимичен анализ варират в границите 133 - 194 (Бели Брег) и 99 - 211 (Станянци), като са в съответствие с тези, характерни за кероген от III-ти тип. Температурата, при която се наблюдава максимален добив на въглеводороди (T_{max}) е ниска и свидетелства за ниската степен на зрялост на органичното вещество. Белебжежките въглища се отличават с аномално ниска T_{max} , което вероятно се дължи на силната импрегнация на тъканите с резиноподобни вещества. Въглищата и от двата изследвани басейна притежават неголям нефто- и газогенериращ потенциал (100-200 mg HC/g TOC).

Количествата на разтворимите органични компоненти (SOM) в изследваните проби варират между 16,4 и 37,8 mg/g TOC. Относителните съдържания на въглеводороди в SOM от разглежданите въглища е ниско (между 2,0 и 4,0%), което е в съответствие с ниската степен на зрялост на органичното вещество. Разтворимите органични компоненти във въглищата са изградени главно от асфалтени (50,0-75,0%) и полярни съединения (23,0-48,0%).

3.4.2. Компонентен състав на въглеводородите

3.4.2.1. *n*-Алкани, изопреноиди

Присъствието на *n*-алканите се характеризира с доминиращата роля на хомолозите с дълги вериги ($>n-C_{27}$) и силно подчертано преобладаване на *n*-алкани с нечетен брой въглеродни атоми, с максимум при $n-C_{29}$ и $n-C_{31}$.

Стойностите на CPI (Carbon Preference Index; по Bray and Evans, 1961) варират между 3,9 и 5,4 за станянските въглища и 4,5 до 7,6 в пробите от Белобрежкия басейн, като са в съответствие с ниския ранг на изследваните въглища. В болшинството от пробите дълговерижните *n*-алкани се наблюдават или в почти равни количества или това на *n*-C₂₉ преобладава. Само в две проби (Н. Пр. 2-3 и Н. Пр. 2-4) от средната част на въглищния пласт в Белобрежкия басейн преобладава *n*-C₃₁. Изследванията на Cranwell (1973), Rieley et al. (1991), Ficken et al. (1998, 2000), Nott et al. (2000) върху съвременни широколистни растения показват, че дървесните видове обикновено се характеризират с максимуми на дълговерижните въглеводороди при *n*-C₂₇ или *n*-C₂₉, докато тревните видове най-често показват максимум при *n*-C₃₁. В тази връзка може да се отбележи, че съдържанието на тези компоненти в липидите може да се приеме като индикация за променящи се съотношения между дървесни (*n*-C₂₇ и *n*-C₂₉) и тревни (*n*-C₃₁) растителни видове.

Високите съдържания на дълговерижни въглеводороди (C₂₇-C₃₁) по отношение на сумата от всички *n*-алкани са характерни за висшите растения, в които присъстват като основен компонент различни видове восъци (Eglinton and Hamilton, 1967). Късоверижните *n*-алкани (< *n*-C₂₀) се срещат предимно във водорасли и микроорганизми (Cranwell, 1977). В пробите и от двата басейна те са регистрирани в изключително малки количества (< 5,0% от общата концентрация на *n*-алкани). Както е отбелязано от Allen et al. (1971), микробиално преработената органика в седиментните скали се характеризира с ниски стойности на CPI при ниска степен на зрялост на органичното вещество. Като се има предвид високите стойности на CPI в изследваните лигнити, може да се приеме, че по всяка вероятност голяма част от тези *n*-алкани са резултат от развитието на водораслова растителност в торфените блата. Въглеводородите със средно молекулярно тегло (*n*-C₂₁₋₂₅), произхождащи от *Sphagnum* или водни растения (Cranwell, 1977; Nott et al., 2000; Ficken et al., 2000), са установени в по-високи относителни стойности в белобрежките въглища (16,0-23,0%) отколкото в станянските (10,0-13,0%) и вероятно също са резултат от наличието на водораслови останки. Във вертикалното разпределение на *n*-алканите не се наблюдават значителни промени, което свидетелства за запазване на сравнително постоянен състав на растителните видове по време на торфообразуването.

Изопреноидите в изследваните въглищни проби са представени изцяло от ацикличните въглеводороди пристан и фитан. И двете вещества са често срещани в разнообразни седименти, нефт и въглища с различна степен на зрялост на органичното вещество (напр. Brooks et al., 1969, 1978; Volkman and Maxwell, 1986; Dzou et al., 1995; Hughes et al., 1995; Peters et al., 1999; Vu et al., 2009). Поради тази причина са често използвани за корелационни цели, както и като индикатори за Eh условията на седиментационната обстановка (напр. Didyk et al., 1978; Volkman and Maxwell, 1986; Dzou et al., 1995; Hughes et al., 1995; Bechtel et al., 2001, 2003, 2005). Произходът на пристана и фитана е изследван доста широко (Brooks et al., 1969; Didyk et al., 1978; Goossens et al., 1984; Brassell et al., 1986; ten Haven et al., 1987; Koopmans et al., 1999), като са разграничени два пътя за тяхното образуване. Първият начин за формиране на разглежданите изопреноиди е свързан с деградацията на

фитол, който се съдържа в структурата на хлорофил-А, т.е. те са диагенетни продукти на фитоловата верига на хлорофила (Volkman and Maxwell, 1986; Dzou et al., 1995; Hughes et al., 1995). В този случай, съдържанието на пристан и фитан силно зависи от Eh на средата, като редукиционните условия водят до запазването на скелетната структура на фитола и като резултат се формира фитан. Обратно, окислителните условия способстват деградацията на фитола до пристанова или пристенова киселини, при което се формира пристан (Didyk et al., 1978; Volkman and Maxwell, 1986). Имайки предвид тези факти, отношението пристан/фитан може да се използва за оценка на Eh потенциалът на средата (Didyk et al., 1978). Необходимо е, обаче, да се отбележи, че отношението на двата изопреноида е силно зависимо от степента на термична зрялост на органичното вещество, която води до формиране на по-големи количества пристан с увеличение на зрелостта (Goossens et al., 1984; Volkman and Maxwell, 1986; Dzou et al., 1995; Hughes et al., 1995; Koopmans et al., 1999; Vu et al., 2009). Докато зрялото органично вещество съдържа значителни количества изопреноиди, незрялото обикновено се характеризира с много ниски концентрации на пристан и фитан (e.g. Dzou et al., 1995; Hughes et al., 1995; Vu et al., 2009). Вероятна причина за това е фактът, че изходните вещества за образуването на изопреноидите са включени в макромолекулярната матрица или чрез естерификация (Brooks et al., 1978), или естествена сулфуризация (Brassell et al., 1986) по време на ранната диагенеза и освобождаването им се извършва с напредване на зрелостта на органичното вещество (Vu et al., 2009). Вторият път за формиране на изопреноидите включва образуване на пристан от страничните вериги на токофероли (Goossens et al., 1984; ten Haven et al., 1987), а на фитан от бактериални липиди (Volkman and Maxwell, 1986).

Различните източници на фитол, както и влиянието на зрелостта на органичното вещество върху формирането на изопреноиди показват, че интерпретациите на условията в седиментационни обстановки въз основа на отношението пристан/фитан, трябва да се извършват с повишено внимание. В настоящия случай, и в двете въглищни находища присъства незряло органично вещество, както показват ниските стойности на калоричността и T_{max}. Поради тази причина може да се изключи влиянието на зрелостта върху формирането на изопреноидите. От друга страна, както е видно от мацералния анализ и геохимичните данни, органичното вещество произхожда предимно от висши сухоземни растения, поради което може да се приеме, че съдържанието на изопреноиди основно отразява разрушаването на фитиловата верига на хлорофил-а. Въпреки това, възможно е поне част от фитола да има бактериален произход и от токоферол. Съотношението между двете изопреноидни съединения показва слаби изменения по разреза на пласта, като варира между 0,8 и 1,3 за бележките и между 0,9 и 1,4 за станянските въглища. Според Didyk et al. (1978), стойности на параметъра около 1 може да се разглеждат като индикатор за честа смяна на редукиционни с окислителни условия. Хипотезата за честите промени в окислително-редукиционните условия на средата и в двата басейна съвпада с установените сезонни промени в количеството на валежите (Ivanov et al., 2007; Utescher et al., 2009), което по всяка вероятност е причина и за понижаване на водното ниво през сухите сезони и съответно установяване на окислителни условия на

средата. Преобладаващата роля на пристан над фитан в изследваните въглища е индикация за наличието на свободен кислород, макар и в ограничено количество.

3.4.2.2. Дитерпеноиди и тритерпеноиди с не-хопанов скелет

Терпеноидите са широко разпространени в геосферата (Thomas, 1969; Brassel et al., 1983a; Simoneit, 1986, 1998 и др.), като участват в тъканите на висшите растения. Сред тях ди- и тритерпеноидите, са най-често срещани в седименти и въглища и представляват ценни маркери за определяне на типа на изходната растителност (Simoneit, 1986, 1998, 1999).

Анализът на терпеноидните биомаркери с не хопанов скелет в изследваните въглища показва значителни разлики в съдържанието им, които отразяват различията в типа на изходната растителност. Във всички изследвани проби дитерпеноидите са представени от C₁₉ и C₂₀ въглеводороди с пимаранов, абиетанов и филокладанов тип скелетна структура. Отделните вещества, които са идентифицирани са: пимарадиен, пимаран, изофилокладен, байеран, *ент*-байеран, абиетан, α - и β -филокладан, *ент*-16 α -кауран, α - и β -кауран. Съответните им производни в ароматната фракция са норабиетатриени, дехидроабиетан, диароматен тотаран, симонелит и ретен. Доминираща роля сред тези вещества има α -филокладанът, който е типичен биомаркер за ниско рангови въглища и произхожда от филокладен, съдържащ се в големи количества в кониферната растителност (ten Haven et al., 1992).

Дитерпеноидните биомаркери са установени в множество седиментни скали, въглища, фосилни смоли и кехлибар (Simoneit, 1977, 1986; Grantham and Douglas, 1980; Hagemann and Hollerbach, 1980; Noble et al., 1985; Sukh Dev, 1989; Otto et al., 1997; Otto and Wilde, 2001; Haberer et al., 2006) и се считат за индикатори за кониферна растителност, в която изграждат етерични масла и смолисти вещества. Поради широкото им разпространение са правени множество опити за корелация и таксономични определения на различни кониферни видове (напр. Grantham and Douglas, 1980; Noble et al., 1985, Otto and Simoneit, 2001; Otto and Wilde, 2001). В общи линии дитерпеноидните биомаркери, установени в изследваните въглища, потвърждават палинологичните данни на Ivanov et al. (2006a, 2007), които установяват полен от семейства *Pinaceae* (*Pinus*), *Cupressaceae* (*Sequoia*, *Glyptostrobus*) и *Taxodiaceae* и в двете изследвани въглищни находища. Въпреки, че поленът от *Pinus* количествено преобладава във въглищните проби (Ivanov et al., 2006a, 2007), трябва да се отбележи, че това по всяка вероятност се дължи основно на по-голямата му устойчивост, отколкото на доминиращата роля на това растение в древното торфено блато. Потвърждение на това е фактът, че във всички изследвани тук въглищни проби доминираща роля има α -филокладанът, който е характерен биомаркер за *Cupressaceae* и *Taxodiaceae*.

Тритерпеноиди с олеананов скелет, както и техните ароматни деривати, се образуват по време на диагенезата при промяната на β -амирин (Philp, 1985; Simoneit, 1986; Moldowan et al., 1994; Murray et al., 1997; Tuo and Philp, 2005; Haberer et al., 2006). Последният е характерен биомаркер за широколистна растителност и заедно с терпеноиди, съдържащи структури, типични за α -

амирин (урсанов скелет) и лупеолов скелет (лупанови деривати) изгражда значителна част от листните восъци, дървесината, корените и кората на растенията (Karrer et al., 1977). Поради факта, че по-голямата част от растенията съдържат в значителни количества β - вместо α -амирин (Karrer et al., 1977), терпеноидите могат да бъдат използвани само за определяне на типа на изходната растителност, но не и за таксономични определения на растителни видове.

Тритерпеноидните биомаркери в изследваните въглища се отличават с голямо разнообразие, като са представени от тетра- и пентациклични съединения с олеананов, урсанов, лупанов и фернанов скелет. В алифатната фракция са доказани следните тетрацикличните въглеводороди: де-А-олеанани, де-А-урс-12-ен, де-А-лупан, де-А-лупен, де-А-фернан (идентификацията е направена по ten Haven et al., 1992; Logan and Eglinton, 1994; Philp, 1985). Основните пентациклични тритерпеноиди са представени от олеан-12-ен, олеан-13(18)-ен и урс-12-ен (по Philp, 1985). В допълнение, във въглищата от Станянския басейн е установен C_{29} -фернан. Последният е най-устойчив от фернановите хомолози (Paull et al., 1998) и се запазва сравнително добре в ниско ранговите въглища и скали с незряло органично вещество. В ароматната фракция са установени тетраметил-октахидро-хризени (диароматни тетрациклични терпеноиди от олеананов и урсанов тип; Spykerelle et al., 1977), триметил-тетрахидро-хризени (триароматни тетрациклични терпеноиди; Spykerelle et al., 1977), моноароматни пентациклични терпеноиди (24,25-диноролеан-1,3,5(10),12-тетраен; 24, 25-динорурса-1, 3, 5(10), 12-тетраен; 24,25-динорлупа-1,3,5(10)-триен; Wolff et al., 1989), три- и тетра-ароматни пентациклични терпеноиди от олеанов и урсанов тип (тетраметил-октахидро-пицени, триметил-тетрахидро-пицени; La Flamme and Hites, 1979; Wakeham et al., 1980; Haberger et al., 2006), както и моноароматни пентациклични терпеноиди с фернанов скелет (триснор(4,25,30)арбора(ферна)-5,7,9-триен; динор(24,25)арбора(ферна)-5,7,9-триен), между които триснор(4,25,30)арбора(ферна)-5,7,9-триен е преобладаващ. Идентификацията на последното съединение е до известна степен под въпрос, тъй като D-моноароматния хопаноид има сходна схема на фрагментиране (Philp, 1985). Въпреки това, ниските съдържания на хопани в пробите, както и несъмненото присъствие на фернани, дава основание съединението да бъде определено именно като споменатия по-горе ароматен фернен.

В допълнение, във въглищата от Станянския басейн е установен в значително количество полицикличният ароматен въглеводород перилен. Той е широко разпространен в разнообразни съвременни седиментационни обстановки (морски и лимнични), поради което произходът му не е точно определен. Съществуват предположения за алохтонен произход, в резултат на пренос на детритен материал от сухоземни растения в морски басейни или автохтонен такъв, свързан с водораслови останки (LaFlamme and Hites, 1978; Wakeham et al., 1980; Tan et al., 1996). В съвременни условия малки количества от перилен се образуват в следствие на термична деструкция на органично вещество (Silliman et al., 1998). Според Wakeham et al. (1980), Tan et al. (1996) и Jiang et al. (2000) перилен се образува при анаеробни условия по време на ранната диагенезата в следствие на промяна на терпеноиди.

Вероятно точно с такава промяна е свързано и присъствието на перилен във въглищата от Станянския басейн, имайки предвид ниското съдържание на инетринитови мацерали във въглищата, както и липсата на други полиароматни въглеводороди, образуващи се в резултат на пиролитична промяна (флуорантрен, пирен, бензо(е)пирен, бензо(а)пирен и др.).

С цел да бъде направена количествена оценка на участието на иглолистна и широколистна растителност в образуването на въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни са определени нормализираните спрямо $C_{орг.}$ концентрации на ди- и тритерпеноидни биомаркери. Като най-точен параметър за количествено изразяване на съотношението между конифиерни и не кониферни растителни видове в двете палеоблата е избрано отношението на дитерпеноиди към сумата от ди- + тритерпеноиди (ди-/ди-+тритерпеноиди). Резултатите от проведения анализ показват доминиращата роля на кониферната растителност в Белобрежкия басейн (ди-/ди-+тритерпеноиди $\sim 0,95$). Високите съдържания на дитерпеноиди във въглищата (до $248 \mu\text{g/g}$ Сорг.) недвусмислено потвърждават резултатите от палиноложките и палеоботаничните изследвания (Паламарев и др., 1988; Ivanov et al., 2007), които определят значителната роля на иглолистната растителност при образуването на въглищата. Въпреки установеното голямо разнообразие от широколистни растения (Паламарев и др., 1988; Ivanov et al., 2007), тяхното подчинено положение в рамките на древното торфено блато е много ясно маркирано от изключително ниските стойности на тритерпеноидните биомаркери ($3,7$ до $12,1 \mu\text{g/g}$ Сорг.). За разлика от белобрежките въглища, тези от Станянския басейн се характеризират с доминиращата роля на тритерпеноидни въглеводороди ($32,2 - 57,6 \mu\text{g/g}$ Сорг.) и понижено съдържание на дитерпеноиди ($7,7$ до $27,1 \mu\text{g/g}$ Сорг.). Това е указание за променящо се съотношение между кониферни и листопадни видове по време на торфообразуването. Въпреки това, съотношението ди-/ди-+тритерпеноиди ($<0,5$ във всички проби) определя широколистната растителност като преобладаваща. По-значително увеличаване на кониферните видове е установено единствено в проба Ст. Пр. 1-2 от горната част на пласта. Почти пълната липса на хумотелинитови мацерали в нея обаче, вероятно указва за миграция на дитерпеноиди от по-горната проба Ст.Пр. 1-1, в която съдържанието на структурни гелифицирани мацерали в сравнително високо.

Въглищата от Белобрежкия басейн се характеризират с изключително високо отношение между наситените и ароматните дитерпеноидни въглеводороди (нас./аром. ВВ средно около $13,0$) и ниски стойности на това отношение за тритерпеноидите (около $0,6$). За разлика от тях, станянските въглища се отличават с по-напреднала ароматизация на дитерпеноидите (отношението нас./аром. ВВ варира от $0,6$ до $18,0$), докато тритерпеноидите в болшинството от пробите са слабо променени (нас./аром. $\sim 4,0$). Образуването на ароматните дитерпеноиди симонелит, дехидроабиетан и ретен във въглищата е свързано с промяната на техния биологичен предшественик, а именно абиетановата киселина, посредством серия от реакции, свързани с анаеробни или редуване на аеробни и анаеробни процеси (Barnes and Barnes, 1983; Simoneit et al., 1986). В допълнение, споменатите съединения могат да се образуват и в резултат на изомеризация

на пимаран- и филокладан деривати (Wakeham et al., 1980, Alexander et al., 1987). Според Hayatsu et al. (1978) ароматизацията на дитерпеноидите е резултат от термичното разрушаване на биологичните им предшественици по време на диагенезата. Присъствието на ароматни дитерпеноиди в съвременни седименти, обаче, показва, че ароматизацията може да се дължи и на бактериална активност (Wakeham et al., 1980). От друга страна ароматизацията на β -амирин, който е основният първоизточник за образуване на тритерпеноиди, се влияе преди всичко от микробната активност, отколкото от термичните промени (Wakeham et al., 1980). Указание за това е присъствието на ароматни продукти (тетраметил-октахидро-пицени и триметил-тетрахидро-пицени) в съвременни езерни седименти. Като се има предвид това, интензивната ароматизация на тритерпеноидите във въглищата от Блобребжкия басейн вероятно е резултат от бактериална дейност. Обратно, във въглищата от Станянския басейн преобладаваща роля за промяната на дитерпеноидите вероятно са оказвали диагенетните фактори. Последното се потвърждава и от присъствието на перилен, който е индикатор за температурни промени по време на диагенезата.

Изследваните въглищни проби се характеризират с наличието в тях на биомаркери с арборан/фернанов скелет. Последните преобладават количествено в Станянския басейн, където съдържанието им варира от 8,9 до 23,4 $\mu\text{g/g}$ Сорг., докато в блобребжките въглища количеството им е сравнително ниско (4,1 до 7,8 $\mu\text{g/g}$ Сорг.). Произходът на тези въгледороди все още не е изяснен напълно (Paull et al., 1998). Образуването им е свързано с изоарбинол и ферн-9(11)-ен-3 β -ол, които се срещат предимно във висшите растения (Hauke et al., 1992), включително и в някои широколистни видове и по-специално в папрати. От друга страна, част от ферненовите вещества са с бактериален произход (Brassel et al., 1983b), за което свидетелства наличието на ферн-7-ен в асоциация с метаногенни биомаркери в анаеробна обстановка в съвременни седименти от Антарктика (Volkman et al., 1986). Hauke et al. (1992) считат, че част от ароматните съединения с арборан/фернанов скелет, установени в пермски до съвременни седименти също имат бактериален произход. В станянските лигнити, Utescher et al. (2009) установяват голямо количество спори от *Laevigatosporites* и *Osmunda* в целия изследван от тях разрез, поради което може да се приеме, че източникът на фернановите съединения са именно папратите. В Блобребжкия басейн, обаче, източникът на фернанови вещества не е толкова очевиден. Ivanov et al. (2007) установяват само следи от споменатите папрати във въглищния пласт. В тази връзка, за блобребжките лигнити може да се приеме, че част от фернановите вещества имат бактериален произход.

3.4.2.3. Стероиди и хопаноиди

Изследванията на алифатната фракция от въгледородите показват изключително ниски съдържания на стероиди във въглищата. Станянските въглища се характеризират с наличието на стероиди в количество от 2,6 до 6,0 $\mu\text{g/g}$ Сорг. Последните са представени от C_{27} и C_{29} -(Δ^4 , Δ^5)-стерени и съответните им диастерени в приблизително еднакви количества. Основният източник на C_{29} -стероли, от които впоследствие се получават стероидните въгледороди, са фотосинтезиращите организми, между които и сухоземните

растения (Volkman, 1986), докато C_{27} -стероли са установени във водорасли. Стероли не са намерени в прокариотни (т.е. бактерии) организми (Waples and Machihara, 1991). В случая доминиращата роля на C_{29} -стерените е указание за образуване на въглищата от сухоземни растения. В алифатната фракция от органичното вещество в белобрешките въглища стероиди не са установени.

Хопаните представляват циклични терпеноиди, които са важна част от неароматната фракция въглеводороди. Съставът на хопаните във всички изследвани проби е еднакъв и се характеризира с наличието на $17\alpha,21\beta(H)$ -, $17\beta,21\beta(H)$ - и $17\beta,21\alpha(H)$ съединения с 27 до 32 въглеродни атома. Хопани от типа C_{28} не са установени. Съдържанието на хопаните е ниско и варира от 4,1 до 10,4 $\mu g/g$ $C_{орг.}$ в белобрешките въглища, докато в пробите от Станянския басейн концентрацията им е малко по-висока (11,3 до 28,0 $\mu g/g$ $C_{орг.}$). Разпределението на хопаноидните съединения по разреза на въглищните пластове и в двата басейна е сравнително равномерно и се характеризира с подчертано преобладаване на хопаноиди с „биогенна“ $17\beta(H),21\beta(H)$ конфигурация (Ourisson et al., 1979). Доминираща роля във всички проби имат $17\beta(H)-C_{27}$ хопан и $17\beta,21\alpha(H)-C_{30}$ моретан. Хоп-17(21)-ен е установен в подчинено количество (0,3 - 1,3 $\mu g/g$ $C_{орг.}$ – Бели брег; 4,9 – 10,4 $\mu g/g$ $C_{орг.}$ - Станянци). Друга характерна особеност на изследваните проби е наличието на малки количества от $17\alpha,21\beta(H)$ -хомохопан.

Най-вероятните биологични предшественици на хопаноидите са бактериохопантетрол и в по-малка степен 3-десоксихопани (Ourisson et al., 1979; Rohmer et al., 1992), които са установени в бактерии и гъби. В допълнение, Chaffee et al. (1986) подчертават, че за част от хопаните с по-малко от 30 въглеродни атома и други източници, като например папрати, лишей и мъхове, също са възможни. Моретаните в болшинството от случаите също се образуват от тези вещества. Ramampisoa et al. (1990) установяват и директен привнос на моретани от папрати, изследвайки въглища и седименти от басейна Sacoa, Madagascar. Поради тази причина, можем да приемем, че преобладаването на хопаноиди с $\beta\beta$ и $\beta\alpha$ конфигурация, както и на $17\beta(H)-C_{27}$ хопан в изследваните тук лигнити, до известна степен е резултат от източници, различни от бактерии – вероятно папрати. Това твърдение е особено валидно за станянските лигнити, в които Utescher et al. (2009) доказват, че папратите са типичен компонент на растителните съобщества. Термодинамично по-стабилните $\alpha\beta$ хопани, които се образуват в резултат на трансформацията на хопаноидите по време на ранната диагенеза (Waples and Machihara, 1991; Vu et al., 2009), са установени в много малки концентрации, което свидетелства за силно ограничена трансформация на хопаноидите. В малки концентрации са установени и $17\alpha,21\beta(H)$ - и $17\beta,21\beta(H)$ -хомохопани, присъстващи като 22R епимери. Според Van Dorselaer et al. (1975) образуването на $17\alpha,21\beta(H)$ -хомохопан (22R) се осъществява посредством сложни реакции, протичащи в среда с ниско pH и окислителни условия. Thiel et al. (2003), изследвайки живи микробни тини от Черно море установяват присъствието на хомохопанови киселини с „геоложка“ $\alpha\beta$ конфигурация, поради което директен привнос от бактерии на този хомохопан също не бива напълно да се изключва.

Биологичният първоизточник на хоп-17(20)-ен все още не е установен,

въпреки че съединението присъства в много незрели седиментни скали, често заедно с неговите хомолози. Изказани са мнения за директен привнос в седиментите от бактерии или в някои случаи от папрати и мъхове (Bottari et al., 1972; Volkman et al., 1986; Wakeham, 1990), както и диагенетен произход от хоп-22(29)-ен (Brassell et al., 1980). Последният вероятно произхожда от диплоптерол, съдържащ се в някои папрати, мъхове, лишеи и гъби, както и в продуциращи хопаноиди бактерии (Bottari et al., 1972; Ourisson et al., 1979; Rohmer and Bissere, 1994). Според Sabel et al. (2005) диплоптеролът е най-вероятният източник на хоп-17(21)-ен в екстрактите от еоценските нефтсъдържащи скали от Eckfeld Maar. От друга страна, Wolff et al. (1992) установяват високи концентрации от хоп-17(21)-ен в ранно юрски диагенетни конкреции. Последните съдържат и голямо количество редуцирано желязо, поради което авторите предполагат, че вероятният източник на хоп-17(21)-ен са сулфат-редуциращи бактерии.

Ниските концентрации на хопаноиди в белобрежките въглища са ясно указание за силно ограничената бактериална дейност. Последното налага да се приеме, че степента на промяна на изходната растителна маса се дължи преди всичко на флуктуациите на водното ниво и в много по-малка степен на микробиална дейност. Най-вероятна причина за слабата бактериална активност в Белобрежкия басейн е силното антисептично действие на смолите, с които са импрегнирани тъканите. От друга страна концентрациите на хопаноидите във въглищата от Станянския басейн са няколко порядъка по-високи и предполагат значително по-широко развитие на микробиологичните процеси.

4. ГЕОХИМИЧНА И МИНЕРАЛОЖКА ХАРАКТЕРИСТИКА НА НЕОРГАНИЧНАТА ЧАСТ НА ВЪГЛИЩАТА

4.1 Пепелно съдържание

Пепелта представлява неорганичен остатък, получен при изгарянето на въглищата. Тя се получава за сметка на неорганичното вещество на въглищата, което според Ward (1991, 2002) обхваща: 1) разтворените соли в порите и празнините на органичната маса; 2) неорганичните елементи, присъстващи в органични съединения под формата на хумати, фулвати, хелати или в различни карбонилни, карбоксилни, фенолни и др. съединения (Войткевич, 1983) и 3) отделни кристалини или аморфни частици. Първите два типа компоненти обикновено са широко разпространени в ниско ранговите въглища (лигнити, кафяви) и изграждат значително количество от пепелта (Ward, 2002).

Значително влияние върху количеството и състава на неорганичното вещество оказва средата на торфообразуване. Механизмът на транспорт (по воден или въздушен път) и хидроложкият режим на блатото, например, влияят силно при разпределянето на теригенните минерални примеси. Олиготрофните блата, които се подхранват основно с атмосферни води, обикновено се отличават с ниско пепелно съдържание, докато евтрофните блата се характеризират с непрекъснато повърхностно и грунтово подхранване, което понякога е причина за много високи съдържания на минерални примеси. От друга страна автогенните минерали, образувани по

химичен път в рамките на системата, могат да дадат указание за процесите на седиментация и диагенеза. Значително влияние оказват условията на средата и върху разпределението и фиксирането на елементите-примеси в органични съединения или минерали. Поради това, въпреки че голяма част от изводите за параметрите на средата на торфообразуване се базират на изследванията на органичната материя, не бива да се изключва и потенциално голямата стойност на неорганичното вещество при интерпретациите на палеообстановката.

Въглищата, образувани в низинни блата, каквито са и голяма част от българските въглища и в частност тези от Белобрежкия и Станянския басейни, обикновено се характеризират със сравнително високо пепелно съдържание. Последното е резултат от образуването им в активни седиментационни условия, свързани с влиянието на климатични и геотектонски процеси, които обославят потъване на фундамента, често наводняване на торфения пласт, интензивно изветряне на скалите от подхранващата провинция и съответно привнос на значително количество неорганичен компонент под формата на кластични минерали и минерализирани води в торфеното блато.

Данните от геоложкото проучване на двата въглищни басейна (Божинов, 1950ф, 1953ф; Божинов и др., 1953ф), както и собствените данни на автора, определят въглищата като високопепелни. Наблюдават се значителни вариации в пепелното съдържание – от 5,8 до 50% в белобрежките въглища и от 2,8 до 50 % в станянските.

4.2 Химичен състав на неорганичното вещество

Наличието на пепелообразуващи и елементи-примеси във въглищата е резултат от протичането на разнообразни геоложки, биоложки и химични процеси, които оказват значително влияние върху привноса, разпределението в рамките на басейна и фиксирането на елементите в органичната или минералната част на въглищата. Важно значение за концентрирането на химичните елементи във въглищата оказват множество фактори, измежду които като по-важни могат да се споменат: 1 – разстоянието от източника; 2 – скоростта на седиментация; 3 – съдържанието на определени елементи в растенията; 4 – окислитено-редукционната и киселинната характеристика на средата; 5 – способността на елементите да образуват различни елементо-органични съединения; 6 – излужването на част от елементите; и др. (Hower and Bland, 1989). Kortenski and Sotirov (2004a) изследват присъствието и разпределението на сидерофилните елементи в български въглища, като установяват, че съществена роля за концентрирането им са оказвали: 1) съдържанието в растенията-торфообразуватели; 2) концентрацията на елементите в скалите от бреговата ивица; 3) вида и посоката, от която се е осъществявало подхранването (повърхностно или подземно) на торфеника с теригенен материал или минерални вещества; 4) параметрите на средата в древното торфено блато; 5) степента на напуканост на въглищните пластовете и 6) наличието и състава на минерализирани води, от които да се отложат епигенетични минерали в пукнатините на пластовете.

4.2.1. Силиций

Силицийт е един от най-разпространените елементи в земната кора. Съдържанието на SiO_2 в пепелта на въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни варира значително в рамките от 0,85 до 54,43 % в Бели Брег и от 0,35 до 64,28 % в Станянци. Въпреки приблизително еднаквите интервали на разпределение на съдържанията на SiO_2 , обаче, осреднените резултати показват по-високо съдържание на оксида в белобрежките лигнити (22,95 %), в сравнение със станянските (17,31 %). Като цяло, концентрацията на SiO_2 в по-голямата част от разрезите показва положителна корелация с пепелното съдържание. Корелационните коефициенти варират от 0,56 до 0,92 в Белобрежкия басейн и от 0,53 до 0,85 в Станянския басейн. Положителната корелация между двата параметъра не е изненадваща, тъй като в основната си част пепелта на въглищата е получена от кварц и глинести минерали. Изключение правят само пробите от разрези II и V от Белобрежкия басейн. В тях пепелта е почти изцяло съставена от CaO . За тези разрези е характерна изключително ниско съдържание на SiO_2 и е добре изразена отрицателната му корелационна зависимост с пепелта (-0,82 до -0,94).

Shybaoka (1972), Slansky (1985), и др. използват отношението $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ за определяне на пропорциите на кварца и глинестите минерали, за стратиграфски и палеогеографски интерпретации и др. От друга страна, Кортенски (1986б) счита, че обратното отношение – $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ – може да се използва за приблизително определяне на състава на глинестите минерали. Стойностите на $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ за въглищата от Белобрежкия и Станянския басейн са в болшинството от пробите доста по-големи от 1, като максимално достигат до 25,7 в белобрежките лигнити и до 78,5 в станянските такива. Тези високи стойности недвусмислено показват, че Si в изследваните въглищата участва предимно под формата на кварц и само част от него е свързана с глинестите минерали. Това се потвърждава и от направените рентгено-дифрактометрични анализи. Пробите със стойности на отношението $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ по-малки от 1 са сравнително малко на брой. В рамките на Белобрежкия басейн това са секционни проби 5 и 6 от III разрез на въглищния пласт, както и късови проби 2 и 23. Повече са пробите с ниски стойности на разглежданото отношение в Станянския басейн - секционни проби 1 и 2 от II разрез, проби 6 и 7 от III разрез, проба 4 от IV разрез и късови проби 1, 3, 5, 7, 8, 11, 12 и 15. Получените в настоящото изследване данни, обаче, не могат да обяснят съвсем точно установените ниски стойности в тези проби. Вероятно те са резултат от конкретните условия на средата на торфообразуване в отделни локалитети на Станянския басейн, които по всяка вероятност са благоприятствали преимущественото фиксиране на Al в елементо-органични комплекси или под формата на аморфни хидроксидни фази, поради ниското съдържание на Si, необходим за образуването на глинести минерали.

4.2.2. Алуминий

Съдържанието на Al_2O_3 във въглищата и от двете находища не е особено високо. Въпреки значителните вариации в концентрацията на оксида (от 1,3 до 23,4% в Белобрежкия басейн и от 1,1 до 23,2% в Станянския басейн), средните съдържания са доста близки. Този факт подсказва, че количеството

на глинестите минерали в двата басейна вероятно е приблизително еднакво. Трудно е, обаче, да се установи каква част от тези глинести минерали имат теригенен произход и каква част са образувани в рамките на блатото. Извършените преизчисления с цел установяване на съдържанието на Al във въглищната пепел и въглищата от двата изследвани басейна показват, че концентрацията на елемента в пепелта е доста по-ниска от кларковите стойности, и приблизително еднаква с тях във въглищата. Този факт подсказва като цяло за умерен, а на някои места в басейните дори и затруднен привнос на пелитни компоненти, или елементи, необходими за по-късното им хемогенно формиране.

Корелационните зависимости на съдържанията на Al_2O_3 и пепелта в отделните проби варират значително. Положителна корелация на оксида с неорганичното вещество е установена в разрези I, III и IV от Белобрежкия басейн, както и разрези I и IV от Станянския басейн. Макар, че в част от тях коефициентът на корелация не е особено висок (напр. разрез I в находище Бели Брег), очевидно е, че Al_2O_3 , заедно с SiO_2 , в тези проби са основните компоненти на пепелта. Много добрата положителна корелация на двата оксида в останалата част от споменатите разрези ($r = 0,85$ до $0,99$) подсказва, че неорганичното вещество там е преимуществено изградено от кварц и глинести минерали. От друга страна, доминиращата роля на карбонатно вещество в разрези II и V от Белобрежкия басейн предопределя отрицателна корелационна зависимост между концентрацията на Al_2O_3 и пепелното съдържание. Отрицателна е и корелацията в разрез III от Станянския басейн, а в разрез II от същия басейн двата параметъра са независими един от друг. От друга страна, трябва да се отбележи, че в тези разрези част от пробите се отличават със стойности на отношението $SiO_2/Al_2O_3 < 1$. За тях може да се предположи отчасти органична форма на присъствие на Al.

В сравнение с останалите басейни от Софийската въглищна провинция, разглежданите тук Белобрежки и Станянски басейни се отличават с много ниски концентрации на Al_2O_3 . От изложените данни е видно значителното увеличаване на съдържанието на оксида в басейните от запад на изток в провинцията. Това, от една страна вероятно в по-голяма степен се дължи на промяната в минералния състав на глинестото вещество в същата посока (Кортенски, 1993), отколкото на повишено количество пелитни компоненти във въглищата. Така например, по-киселата среда в торфените блатата на басейните от централната и източната част на провинцията (Чукуровски, Карловски, Самоковски басейни) обуславя фиксирането на елемента преобладаващо в каолинит, докато в западната част на Софийската провинция се установяват предимно илит и монтморилонит, които се характеризират с близо 2 пъти по-ниско съдържание на Al_2O_3 в кристалната структура в сравнение с каолинита.

4.2.3. Титан

Съдържанията на TiO_2 в пепелта на въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни са сравнително ниски. Количеството на оксида е под 1%, което в сравнение с кларковите стойности показва близо 2-3 пъти по-ниска концентрация в изследваните лигнити. Последното може да служи като

индикация за незначително съдържание на елемента и в скалите от подхранващата провинция. Без съмнение, Ti присъства във въглищата основно свързан с глинестите минерали. Това се потвърждава от много добрата положителна корелация между концентрациите на Ti и Al. В по-голямата част от изследваните разрези, както и в късовите проби от двата басейна, стойностите на корелационния коефициент надвишават 0,8-0,9. Изключение правят единствено пробите от разрез II в Белобрежкия басейн. Макар и положителна, корелацията между двата елемента там е доста по-ниска (около 0,5), благодарение на установеното в една от пробите (II-5) малко по-високо съдържание на Al_2O_3 .

4.2.4. Калий

Химическите анализи на въглищна пепел от двата басейна ясно показват доста ниските концентрации на K_2O . Стойностите в изследваните разрези в Белобрежкия басейн рядко надвишават 0,5 %. Малко по-високо е съдържанието на оксида единствено в късовите проби, което вероятно е резултат от механичното смесване на пробите с късове от отгоре лежащите седиментни скали. По-високи са и стойностите, макар и рядко надвишаващи 1%, в Станянския басейн. Осреднените резултати от изследванията показват близо два пъти по-ниска концентрация на K_2O в пепелта на въглищата от Белобрежкия басейн отколкото в Станянския басейн, и неколkokратно по-ниски стойности от кларка за седиментни скали.

В по-голямата част от изследваните разрези калият показва привързаност към неорганичното вещество. В разрези I и III от Белобрежкия басейн и IV от Станянския басейн, обаче, корелация между пепелното съдържание и K_2O , както и между Al_2O_3 и K_2O , не се установява. Причината за тази липса на корелация понастоящем е трудно да се установи със сигурност. Възможно е част от K в тези проби да е свързан с органичното вещество под формата на хумати и фулвати.

4.2.5. Натрий

В пепелта концентрацията на Na_2O е сравнително ниска и рядко надвишава 1%, което отговаря на средно съдържание на Na във въглищната пепел съответно 0,37% и 0,56% в двата басейна. В сравнение с кларковите стойности, неорганичното вещество е обеднено на натрий от 5 до 7 пъти.

Корелационна зависимост между съдържанията на Na_2O и пепелта в Белобрежкия басейн, като цяло липсва. Изключение правят само пробите от разрези II и V, в които, както вече беше коментирано по-горе, значително преобладава карбонатното вещество. Липсата на корелация, както с пепелта, така и със съдържанието на Al_2O_3 индикира смесена форма на присъствие на Na в тези въглища. Несъмнено една част от концентрацията на елемента е свързана с органични съединения, образувайки хумати или фулвати (Войткевич и др. 1983). Останалата част от Na вероятно присъства в структурата на смектитите. Смесен афинитет на натрия показват и данните за съдържанието на Na_2O в Станянските въглища.

4.2.6. Фосфор

Концентрацията на фосфор във въглищата от разглежданите находища е близко до средното за световните въглища. Въпросът за формата на присъствие на Р в Белобрещкия и Станянския басейни е коментиран от Кортенски и Здравков (2003, 2007), като въз основа на корелацията с пепелното съдържание е определен смесен до преобладаващо органичен афинитет на елемента. Това се потвърждава и от новите химически изследвания на въглищата от двата басейна. В по-голямата част от разглежданите разрези корелационна зависимост между съдържанията на P_2O_5 и количеството на пепелта не се наблюдава или е отрицателна с висока абсолютна стойност. Подобна тенденция се установява и в късовите проби от Белобрещкия басейн. Положителна е корелацията на елемента с пепелта само в пробите от разрез IV от Станянския басейн. Необходимо е, обаче, да се отбележи, че те са малко на брой и е възможно именно това да е причината за високия коефициент на корелация. Все пак не трябва да се изключва и възможността в тези въглища да има и известно количество Р в минерална форма. Указание за това дават късовите проби от този басейн, в които също е установен малко по-висок положителен коефициент на корелация между двата параметъра ($r = 0,54$). Минералната форма на фосфора в разрез IV и късовите проби от Станянския басейн по всяка вероятност е свързана предимно с глинестите минерали, отколкото с наличие на собствени фосфатни минерали. Потвърждение за това са положителните коефициенти на корелация с концентрацията на алуминий (съответно $r = 0,94$ и $r = 0,73$). Наличие на известно количество апатит или по-вероятно Р-съдържащ калцит може да се очаква единствено в пробите от разрез III, където се установява доста добра положителна корелация на елемента със съдържанието на Са ($r = 0,84$).

4.2.7. Калций

Разглежданите тук басейни са формирани в райони, със значително или доминиращо присъствие на карбонатни скали. Поради тази причина не е изненадваща високата концентрация на Са, не само във въглищата, но и в цялата седиментна последователност, запълваща тези басейни. Съдържанието на СаО в пепелта на въглищата варира значително от 5,92 до 77,02% в Бели брег и от 1,82 до 53,3% в Станянци. Тези стойности определят въглищата като най-високо карбонатни в цялата Софийска въглищна провинция. Набелязва се много ясна тенденция към чувствително намаляване на съдържанието на СаО от запад на изток в провинцията (Кортенски, 1993), което е резултат от различията в подхранващите провинции на отделните басейни. Преизчисленията на база органично вещество, показват, че концентрацията на Са е над 4 пъти по-висока от кларка за въглища.

Коефициентът на корелация на СаО в повечето от разрезите е отрицателен, което дава основание на Кортенски и Бакърджиев (1989), Кортенски и Здравков (2003; 2007) да изкажат мнението, че в разглежданите въглища калцийт е свързан в по-голяма степен с органичното вещество, с което образува най-вероятно хумати и фулвати. Без съмнение, една част от елемента е в органична (биогенна и сорбционна) форма. Установените високи

съдържания на CaO , обаче, са ясно указание и за наличието на значително количество Ca , свързан в минерална форма. Този факт се установява лесно и макроскопски. Болшинството от изследваните проби съдържат значително количество карбонатни минерали, под формата на налепи и кори, а често и като отделни лещовидни тела във въглищния пласт. Последните са особено характерни за белобрежките въглища. В случая, отрицателната корелация с пепелното съдържание по-вероятно се дължи не толкова на по-голямото количество калций в органична форма, колкото до увеличаване на дела на силикатните минерали в пепелта. От друга страна, в някои разрези (II и V от Белобрежкия басейн) корелационната връзка между CaO и пепелното съдържание е положителна с висока стойност, което е несъмнено доказателство за основната роля на Ca в неорганичното вещество.

4.2.8. Магнезий

В разглежданите въглища магнезият е с 12 до 16 пъти по-високи от кларковите стойности. Съдържанието на MgO в пепелта на въглищата от Белобрежкия басейн е около 3% за повечето проби. Само пробите от разрез I са значително обогатени, като достигат количество до 8,21%. Във въглищата от Станянския басейн съдържанията на оксида са доста по-ниски, като варират от 0,69 до 3,44%. Като цяло, обаче, концентрацията на MgO в пепелта на изследваните въглища значително превишава тази в останалите басейни от Софийската провинция. Този факт също по всяка вероятност е резултат от образуването на въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни в обогатен на Ca фациес. Като източник на този елемент могат да се посочат също карбонатните скали, разкриващи се в района. Част от магнезия в находище Бели брег е възможно да е привнесен и от вулканските скали, които изграждат големи площи от фундамента и подхранващата провинция на басейна.

Коефициентите на корелация на MgO с пепелното съдържание за повечето разрези са отрицателни, въз основа на което може да се приеме, че елементът е свързан главно с органичното вещество. Необходимо е, обаче, да се отбележи, че макар и със сравнително ниски коефициенти ($\sim 0,5$) MgO се корелира със съдържанията на CaO , което предполага наличие и на минерална форма на Mg . В този случай най-вероятно елементът присъства под формата на изоморфен примес в калцита. В допълнение, възможно е част от Mg да е свързан и със алумосиликатните (сметитовите) минерали.

4.2.9. Манган

Химическите изследвания на пробите от Белобрежкия и Станянския басейн показват много ниско съдържание на Mn във въглищата. Концентрацията на MnO в пепелта варира слабо, обикновено в интервала от 0,01 до 0,08-0,1 %, като само в няколко проби от Белобрежкия басейн са установени малко по-високи стойности, достигащи до 0,47%. Установените съдържания на MnO в пепелта съответстват на около 0,01 тегловни процента Mn във въглищата, което е равно на кларковите стойности за кафяви въглища. Формата на присъствие на разглеждания елемент във въглищата и в двете изследвани находища по всяка вероятност е свързана главно с карбонатните минерали. Доказателство за това е доста добрата корелация между

концентрациите на Mn и Ca в повечето изследвани разрези и късовите проби, както и преобладаващо отрицателната корелационна зависимост с пепелното съдържание. Необходимо е да се отбележи, обаче, че коефициентите на корелация не са особено високи, или такава като цяло липсва. Това е особено характерно за въглищата от Белобрежкия басейн и предполага наличие и на друга (биогенна и/или сорбционна) форма на присъствие на елемента (Кортенски и Бакърджиев, 1989; Кортенски и Здравков, 2003, 2007).

4.2.10. Желязо

Концентрацията на Fe_2O_3 в пепелта на въглищата от изследваните басейни варира в доста широки граници – от 1,48 до 18,71% в Белобрежкия и от 1,88 до 37,30% в Станянския. Въпреки това трябва да се отбележи, че в по-голямата част от пробите съдържанието на Fe_2O_3 варира от около 3 до около 7-8%. Средните стойности на изследвания компонент (6,39 в Белобрежкия басейн и 7,95% в Станянския басейн) са едни от най-ниските в пепелта на въглищата от Софийската провинция. Изключение правят само лигнитите от Карловския басейн, в които Кортенски и др. (1996) описват от 4,2 до 6,2% Fe_2O_3 в пепелта на въглищата. Преизчислени на органична маса получените резултати за съдържанието на изследвания компонент съответстват на съдържание на желязо във въглищата съответно 0,73% в Белобрежкия и 1,16% в Станянския басейн. Тези стойности са доста близки до кларка за въглищата и отразяват липсата на богати на желязо скали в подхранващата провинция. Привносът на елемента в древните торфени блата е умерен. За Белобрежкия басейн изтоникут на Fe по всяка вероятност са били горнокредните вулканити, които изграждат значителни площи в района и непосредствената подложка на басейна. В станянските въглища желязото най-вероятно е привнасяно от хематитизираните долно триаски пясъчници. По отношение на формата на присъствие на желязото в изследваните въглища, данните показват, че елементът е свързан както с органичното вещество, така и с определени минерали. Корелационните зависимости между съдържанията на Fe_2O_3 и пепел в повечето от разглежданите разрези са по-ниски от статистически значимите стойности и свидетелстват за липса на корелация между двата параметъра. Освен това, за някои от пробите в Белобрежкия басейн (напр. разрези I, III и V) може да се предположи, че в известна степен преобладава органичният афинитет на желязото, като се има предвид като цяло отрицателната стойност на корелационния коефициент с пепелта. В органичната маса желязото присъства както в биогенна, така и в сорбционна форма. Единствено в пробите от разрез II на Белобрежкия басейн Fe_2O_3 е свързан с много добра положителна зависимост с пепелното съдържание. В тези проби разглежданият оксид показва и доста добра корелация, както със съдържанието на SO_3 , така и с това на CaO, което свидетелства за преобладаващо минерална форма на присъствие на елемента. Несъмнено, както в тези, така и в останалите проби, един от основните желязо-съдържащи минерали, е пиритът.

4.2.11. Сяра

Сярата присъства във въглищата основно в три форми: органична,

сулфидна и сулфатна. В някои въглищни находища присъства и елементна сяра (Юровский, 1960; Casagrande et al., 1977; Casagrande and Lily, 1979; White and Lee, 1980; White et al., 1988; Stock and Wolny, 1990; Hackey et al., 1990 и др.). За генезиса на последната, болшинството от авторите считат, че е резултат на дифузия на свободен кислород в анаеробните части на блатото и окисление на намиращия се там сероводород, получен в резултат на бактериалната дейност.

Основният фактор, контролиращ количеството на сярата във въглищата е концентрацията на сулфати в торфа и постъпващите в него води (Casagrande, 1987; Костова, 1998, 2005в, д; и др.). Във въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни се установяват доста високи отрицателни стойности на коефициентите на корелация на SO_3 с пепелното съдържание в голяма част от изследваните разрези, както и липса на корелация с концентрацията на Fe_2O_3 , въз основа на което може да се предположи, че освен под формата на сулфидни и/или сулфатни минерали значителна част от съдържащата се във въглищата сяра е представена и под формата на елементо-органични съединения. В подкрепа на това предположение са данните на Markova et al. (2007, 2008), които установяват, че в голяма част от изследваните от тях въглищни проби от Белобрежкия и Станянския басейни, органичната сяра съставлява значителна част от общата сяра във въглищата.

Изследваните тук въглища са формирани в среда, характеризираща се с повишена алкалност, обусловена от значителното площно разпространение на карбонатните скали в района и съответно високото съдържание на CaO в торфените блата. Макар въглищата да са образувани в лимнични условия, интензивната карбонатна седиментация е създала геохимична среда, типична за обогатен на калций фациес. Постъпващите в блатото сулфатни йони са разпределяни в рамките на басейна и са обогатявали торфения пласт и придънния воден слой. В резултат на това въглищата от Белобрежкия басейн са с концентрация на сяра близо 2 пъти, а тези от Станянския басейн – над 8 пъти, в сравнение с кларковите стойности за седиментни скали. Концентрацията на SO_3 в пепелта на въглищата от двата басейна варира в доста широки граници – 0,03-45,25% в белобрежките и 8,9-49,17% в станянските въглища. Въпреки, че споменатите интервали са доста сходни, не така стои въпросът със средните съдържания. Преизчисляването на стойностите на база органична маса показва близо 4 пъти по-високо съдържание на S във въглищата от Станянския басейн в сравнение с тези от находище Бели Брег. Това може да се дължи както на повишен привнос на SO_4^{2-} в Станянския басейн, така и на условията на средата в двата басейна и влиянието им върху бактериалната дейност. Макар създадената в резултат на интензивната карбонатна минерализация неутрална, до много слабо кисела среда да е изключително благоприятна за развитието на различни бактериални съобщества, характерът на изходната растителност също оказва значителна роля върху бактериалната дейност и съответно върху редукцията на сулфатите и фиксирането им под формата на сулфидни минерали. Така например, установените доста ниски съдържания на хопаноиди в белобрежките лигнити, са указание за сравнително слабо развитие на сапрофитна флора, което по всяка вероятност е свързано със силната импрегнация на тъканите. Последната оказва силно антибактериално

въздействие (Шишков, 1988), като липсата на лесно усвоими от сулфат-редуциращите бактерии органични вещества в случая, ограничава значително процесите на сулфидообразуване. За разлика от тях, слабата импрегнация на тъканите със смолисти вещества в станянските лигнити, е предопределила значително по-интензивна микробиална дейност, което се потвърждава и от по-високата концентрация на хопаноиди във въглищата. Значително е участието и на хоп-17(21)-ен, който според Wolff et al. (1992) се продуцира от сулфат-редуциращи бактерии. Дейността на последните е обусловила образуването на по-голямо количество H_2S , от който впоследствие се е формирал пирит. По този начин, доста по-голяма част от наличните в средата сулфатни йони са фиксирани в рамките на Станянския басейн, докато в белобрежките въглища вероятно е станало изнасяне на тези йони от басейна. От казаното до тук може да се направи заключението, че и в двата разглеждани басейна концентрацията на сяра се е контролирала не толкова от количеството на сулфатните йони или това на желязото, колкото от състава и характеристиката на изходната растителност и влиянието, което тя оказва върху развитието на различни сапрофитни съобщества.

Освен органична и сулфидна сяра, изследваните въглища съдържат и известно количество сулфатна сяра. Последната е получена в резултат на окислението и разлагането на пирит. Рентгенографските изследвания на голяма част от пробите показват добре изразени пикове, принадлежащи на гипс. Допълнително доказателство за наличието гипс във въглищата е доста добрата положителна корелация ($r > 0,6$, а в голяма част от разрезите, особено тези от Белобрежкия басейн, и $r > 0,75$) между съдържанията на SO_3 и CaO .

Вертикалното разпределение на сярата във въглищата от Белобрежкия и Станянския басейни е сравнително неравномерно. Съществуващите вариации в концентрацията, в общия случай, отразяват преобладаваща, но слабо изразена тенденция към трансгресивен тип разпределение, т.е. увеличаване съдържанието на S нагоре в пласта. Такъв се отбелязва в по-голямата част от изследваните разрезни. В допълнение, пробите от разрез I в Белобрежкия басейн показват неколкостранно изявено повишаване на съдържанието на SO_3 , указващо или за многократно интензифициране на тектонските процеси и повишаване скоростта на потъване на басейна или по-вероятно за периодична промяна на водното ниво в резултат от изменения в климатичните условия. Установените вариации в съдържанията на сяра по разрезите на въглищните пластове в двата басейна, макар и сравнително слабо изразени, вероятно в голяма степен отразяват промяната в тектонския режим и/или климатичните условия и свързаното с тях увеличаване или намаляване на притока на сулфатни йони в средата на торфообразуване.

4.3 Минерален състав на въглищата

Изследването на въглищата от Белобрежкия и Станянския басейн показва значително сходство в минералния им състав с този на асоцииращите с тях седиментни скали. Неорганичното вещество в седиментните скали е представено основно от кварц, глинести минерали и калцит. За разлика от тях, обаче, във въглищата се съдържа и значително количество пирит.

Кварцът е един от най-често срещаните минерални примеси във

въглищата (Taylor et al., 1998), което се дължи на неговата устойчивост в екзогенни условия (Костов, 1993). В болшинството от случаите минералът има теригенен произход, като се среща под формата на фино примесени с глинести минерали ъгловати до заоблени зърна с пелитни, алевроитни до псамитни размери. В разглежданите въглища кварцът е един от основните минерали. Установен е рентгенографски във всички изследвани проби. Въпреки това, при изследванията под оптичен микроскоп кварцови зърна не бяха диагностицирани. Този факт показва, че минералът е предимно дребно-до микрозърнест и е фино примесен с останалите минерални примеси.

Формирането на автогенен кварц е процес, изискващ както висока температура, така и продължителен период от време за кристализация. Предвид младата възраст на разглежданите въглищни басейни, може със сигурност да се каже, че присъстващият във въглищата кварц е с теригенен произход. Доказателство за това са и установените от Кортенски (1990) в предишно изследване на въглищата от Бели Брег кластични кварцови зърна, които имат размери 1-2 до 30-40 μm и по-рядко достигат до 300-400 μm . В допълнение, извършените изследвания на въглищата от Станянския басейн със сканираща електронна микроскопия доказват наличието на множество кластични кварцови зърна, размерите на които обикновено варират между 5 и 10 μm . Формата на зърната е най-често неправилна, а ръбовете са ъгловати, което свидетелства за сравнително кратък транспорт.

Подобно на кварца, глинестите минерали са измежду най-често срещаните, а в някои случаи и единствените минерални примеси във въглищата (Taylor et al., 1998; Ward, 2002). В Белобрежкия и Станянския басейни глинестите минерали са аналогични на установените в седиментните скали и са представени от илит 1Md и 1M, смесено-слоести илит-сметити (включително и ректорит), монтморилонит и каолинит. Изброените минерали са фино примесени с детритната основна маса на въглищата, а в някои случаи са отложени заедно с хумусни гели в клетъчни отвори на текстинит, улминит или суберинит. В сравнение с асоцииращите седиментни скали, въглищата от Белобрежкия басейн вероятно съдържат по-голямо количество каолинит, свидетелство за което е наличието на повече рефлексии на същия на рентгенограмата. Формирането на минерала по всяка вероятност е свързано с известно подкиселяване на средата при торфогенезата, в резултат на формирането на органични киселини от растителните останки. В Станянския басейн, каолинит се установява много рядко, което потвърждава данните за по-алкална среда в торфеното блато (Кортенски и Здравков, 2007).

Карбонатните минерали, макар и присъстващи често във въглища с различен ранг, са обикновено в подчинено количество (Taylor et al., 1998). Изключение правят само въглища, образувани в басейни, подхранващата провинция на които е изградена от карбонатни скали, подобно на разглежданите в настоящата работа. Въз основа на концентрацията на Ca във въглищата може да се заключи, че съдържанието на калцит в отделните проби варира от около 1 до 33 %, при средна стойност около 11% и в двата басейна. Основната част от калцита е представена от микрозърнести кристали с ромбоедрична форма, фино примесени с останалите минерални примеси и органичното вещество. Често минералът се среща под формата на налепи по растителни останки, или образува струпвания в основната маса. Част от

калцита има и биогенен произход, като изгражда различни организмови черупки, фрагменти от които се срещат често във въглищата. Кластични карбонатни зърна се установяват много рядко, което показва, че минералът има предимно хемогенен произход.

Пиритът е единственият сулфиден минерал в изследваните въглища. Липсата на марказит вероятно е свързано с характеристиката на средата по отношение на киселинността. Влиянието на последната върху образуването на марказит е дискутирано от Rickard (1969), Kullerud (1967), Lambert (1973), Goldhaber and Stanton (1987) и др., които установяват, че минералът се образува в системи с повишена киселинност. С увеличаване на pH концентрацията му постепенно намалява, а в неутрална и особено в алкална среда пиритът доминира изцяло (Schoonen and Barnes, 1991в).

В лигнитите от Белобрежкия и Станянския басейни установеният пирит е доста разнообразен по морфология. Той е със сингенетичен произход и е установен под формата на фрамбоидални, евхедрални и анхедрални кристали и агрегати.

Фрамбоидалният пирит представлява сферични агрегати, изградени от евхедрални кристали. Размерът на установените в настоящото изследване фрамбоиди варира в интервала 10-30 μ m в белобрежките и 10-20 μ m в станянските лигнити. Изградени са от октаедрични и куб-октаедрични пиритни кристали с размери около 1 μ m и се срещат главно под формата на струпвания, асоцииращи с евхедрален пирит и глинести минерали, и по-рядко като изолирани тела в клетъчни отвори на структурни гелифицирани мацерали или в основната маса. Генезисът на фрамбоидалния пирит все още остава недобре изяснен, въпреки широката дискусия по проблема. Най-общо хипотезите за неговото формиране могат да се систематизират в две групи – биогенна и абиогенна.

Някои автори (Кизильштейн, 1975; Кортенски, 1984; Wiese and Fyfe, 1986; Kortenski and Kostova, 1996) допускат присъствието както на неорганичен, така и на бактериален фрамбоидален пирит във въглищата. Двата генетични типа са разграничени въз основа на степента на срастване на отделните кристали в сферите на пиритните фрамбоиди. Renton and Bird (1991) отделят три морфоложки подкласа фрамбоиди. Към първия спадат такива, получени при изкристализиране от минерални разтвори в присъствието на органично вещество. Кристалите им са добре оформени, а пространството между тях е празно. Във втория подклас са включени тела с напълно сраснали кристали, а пространството между тях е запълнено от аморфен железен дисулфид. Повърхността на тези фрамбоиди е често покрита с глинести минерали. Kortenski and Kostova (1996) предполагат, че те са образувани в резултат от пиритизиране на сулфат-редуциращи бактерии. Третият подклас включва фрамбоиди с частично сраснали кристали. Наблюденията върху фрамбоидалния пирит във въглищата от Белобрежкия басейн потвърждават установената по-рано (Кортенски, 1990) принадлежност на телата към първия подклас. Глобулите са сравнително равномерно минерализирани, изграждащите ги кристали са споени с глинесто вещество. Често се наблюдават и сливания на няколко глобули. Аналогична е и морфологията на фрамбоидите в Станянския басейн. На места се наблюдават и по-неравномерно минерализирани тела, които са изградени от добре остенени

пиритни кристали, споени с глинести минерали. Сливане на глобули се наблюдава сравнително рядко.

От казаното до тук за морфологията на фрамбоидалния пирит, може да се заключи, че неговият генезис в изследваните лигнити е предимно абиогенен и е свързан с кристализация на железен сулфид от разтвори. Като доказателство за последното е и повсеместната му асоциация с евхедрален пирит, което според Wiese and Fyfe (1986); Boctor et al. (1987); Renton and Bird (1991) и др. е указание за сходни условия на образуване на тези две форми. Изолирани или групирани фрамбоиди, при които тази асоциация не се установява, се наблюдават рядко.

Евхедралният пирит в изследваните въглища е представен от добре остенени пиритни кристали с октаедричен и куб-октаедричен хабитус. Този термин е широко употребяван (Grady, 1977; Crelling et al., 1983; Кортенски, 1984, 1990, 1995; Wiese and Fyfe, 1986; Frankie and Hower, 1987; Kortenski and Kostova, 1996 и др.), като се различават две морфоложки разновидности - изолиран и групиран. В белобрежките и станянските лигнити евхедралният пирит е най-често групиран и представлява струпвания (агрегати) от пиритни кристали в асоциация често с фрамбоиди и глинесто вещество, образуващи лещовидни или тела с неправилна форма, формирани в празнини в хумодетринита. Размерът на пиритните кристали е сравнително постоянен и е около 1 μm . Изолиран евхедрален пирит, под формата на единични кристали, разпръснати в основната маса на въглищата, се установява по-рядко.

Анхедрален пирит, представен от неправилни сулфидни тела, формата на които зависи от формата на растителните или организмови останки, в които се отлага или замества, е установен в малки количества. Grady (1977), Crelling et al. (1983), Wiese and Fyfe (1986), Кортенски (1995), Kortenski and Kostova (1996) отделят два вида анхедрален пирит – запълващ и заместващ. Първият запълва клетъчни отвори в структурни мацерали. Такъв тип анхедрален пирит е установен в малко количество във въглищата от Белобрежкия басейн, където изгражда масивни удължени тела без кристална структура, често в асоциация със заместващ анхедрален пирит (Костова, непубл.). Последният се наблюдава по-често в станянските въглища, където частично или напълно замества организмови останки.

Често в асоциация с пирит се установява и гипс. Образуването му е свързано с окислението на пирита и последващата кристализация на Ca^{2+} и SO_4^{2-} йони (Vassilev et al., 1994). Минералът образува преобладаващо късо- до дългопризматични кристали с размери между 10-20 и 100 μm . Наличието на глинести минерали в асоциация с пирита, на която бе обърнато внимание по-горе, вероятно оказва значително влияние върху промяната на сулфидите, поради факта, че глините са хигроскопични и задържат вода за продължителен период от време (Wiese et al., 1987, 1990).

Освен описаните до тук минерали, в някои от изследваните проби на рентгенограмите се установяват рефлексии на албит. За съжаление, обаче, данните от минераложкото изследване са доста оскъдни, което не позволява да се определи генезисът на този минерал. Предвид установените в една от изследваните под електронен микроскоп проби на единични кластични зърна, наподобяващи фелдшпат, може да се предположи, че албитът има предимно теригенен произход.

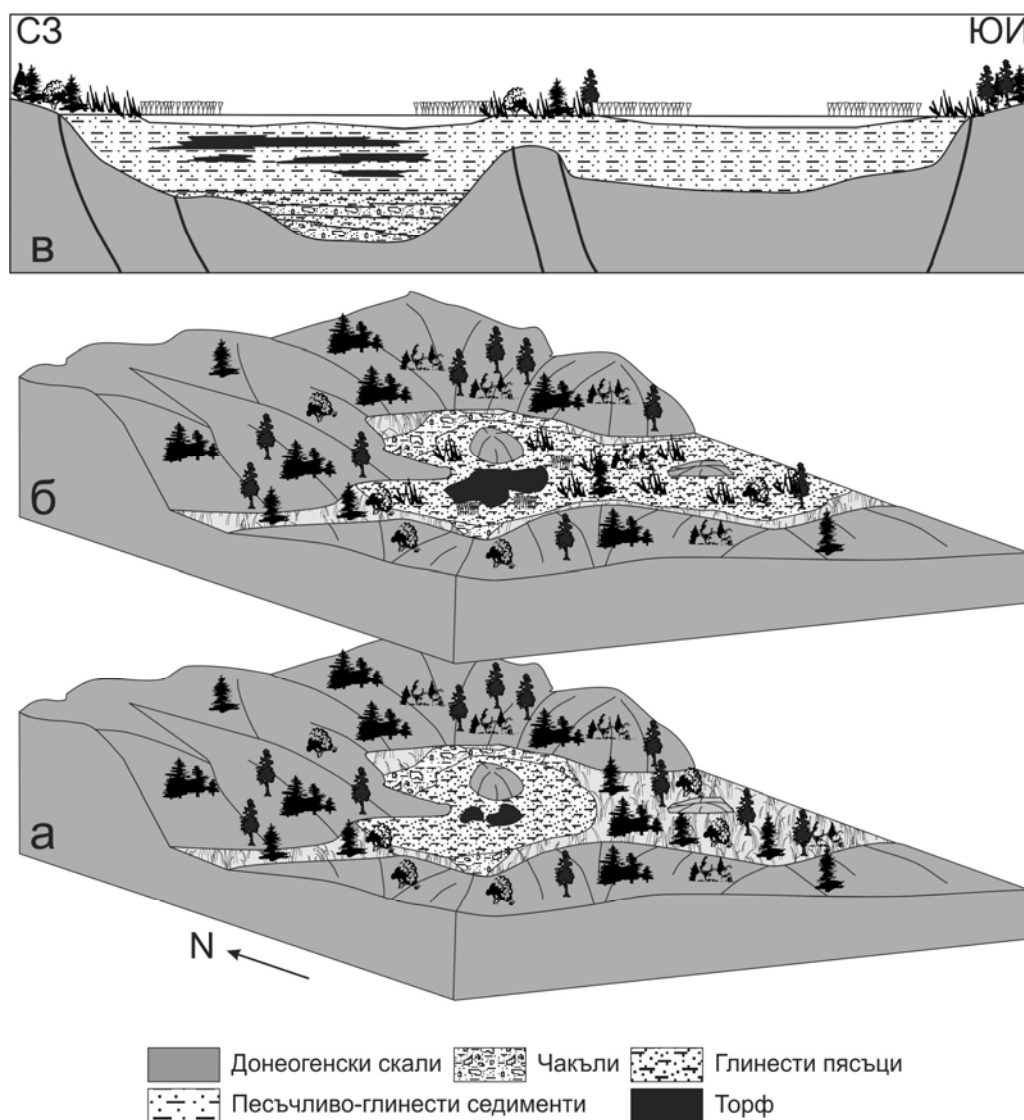
5. ЕВОЛЮЦИЯ НА СЕДИМЕНТАЦИОННИТЕ БАСЕЙНИ

Седиментационните басейни представляват различно големи участъци от земната кора, формирането и запълването със седиментен материал на които е резултат от влиянието на множество фактори. От тях с най-съществено значение са тектонският режим на района, климатичната обстановка, съставът и геоморфоложката характеристика на оградните скали, интензивността на изветрянето, физико-химичните условия на средата на седиментация и др. (Allen and Allen, 1990, Einsele, 1992, Bijou-Duval, 2002). Въпреки че, голяма част от съвременните седиментационни басейни от езерен тип имат нетектонски характер, т.е. формиран са във вулкански кратери, в ледникови циркуси, или се намират в близост до големи речни системи (Reading, 1986), болшинството от авторите отчитат, че при формирането на нови седиментационни пространства основна движеща сила играят тектонските движения, свързани с деформацията на земната кора. В това отношение не правят изключение и разглежданите тук Белобрежки и Станянски басейни, образуването на които е свързано с неотектонската еволюция на алпийския ороген на територията на България (Boyanov et al., 1989; Загорчев, 2001, 2005; Dabovski et al., 2002; Начев и Начев, 2003).

Гочев (1991) и Загорчев (2001, 2005) отбелязват, че неозойското развитие на късноалпийския тектонски ороген на територията на България е пряко следствие от по-ранните етапи на компресия и континентална колизия и формирането на Средногорския сложен ороген в края на кредата. През палеогена, доминиращите до тогава компресионни процеси постепенно се заместват от екстензионни движения, в резултат на които по механизма на орогенен колапс започва неговата дезинтеграция. Екстензионните нарушения са свързани предимно с нормални разсядания и рифтообразуване, като в края на олигоцен по главните линеаменти започват да се проявяват и отседни движения, водещи до формирането на малки басейни от тип „пул-апарт“ (Загорчев, 2001, 2005). През ранния-средния миоцен настъпва известно затишие на тектонската активност, в резултат на което се осъществява интензивна пенепленизация на орогена. Дезинтеграцията му се засилва отново в края на средния и началото на късния миоцен (сармат-меот), поради повторна активизация на екстензионните движения. Формираните многобройни седиментационни басейни (Nakov et al., 2001) се отличават с ясно изразен блоков строеж, получен в резултат на активизиране на по-стари разломи от всички разломни системи и пресичането им с неотектонски структури (Загорчев, 2001). Най-съществените пропадания се наблюдават в рамките на Маришката разломна система и продължението и в западна посока – Софийския комплексен ров и ограждащите го по-малки басейни, както и в т.н. „подбалканска грабенова система“ (Tzankov et al., 1996) по южния ръб на Старопланинската зона (Nakov et al., 2001).

Конкретните механизми за образуването на разглежданите тук седиментационни басейни са слабо изучени, причина за което трябва да се търси по всяка вероятност в техния малък размер. Те, обаче, могат да се разглеждат като части от по-големи структурни единици, за които съществуват данни за тектонското развитие през неогена (напр. Tzankov et al., 1996; Roy et

al., 1996; Шанов и др., 1998; Shanov et al., 2007). Според Шанов и др. (1998) неотектонската еволюция на Средногорието е свързана с развитието на една първоразрядна фрактура, която минава през Горнотракийската низина, пресича Ихтиманското и Софийското полета и продължава в Сърбия при Димитровград. Тази структура има генерална посока около $115\text{--}120^\circ$ и в рамките ѝ са формирани множество различни по големина седиментационни басейни. На територията на западна България, това са басейните от Софийската въглищна провинция. Според Tzankov and Nikolov (1996) тази част от Средногорието през късния миоцен е подложена на обща екстензия в посока ССИ-ЮЮЗ, свързана с пропадане на земната кора по субпаралелни надлъжно ориентирани листрични разломи от Балканидната система, които са допълнително усложнени от напречно ориентирани разседни и разсед-отседни структури от Твърдишката система. Изследванията на Шанов и др. (1998) във връзка със съвременната сеизмична активност на Софийската котловина и изготвеният от тях триизмерен модел на земетресенията, подсказват, че басейните от Софийската провинция по всяка вероятност са формирани в резултат на развитието на една голяма негативна структура от тип „лале“, в централните части на която (Софийски басейн) пропадането е с най-голяма интензивност. Индикация за последното е по-голямата дебелина на седиментите в Софийския басейн (над 1300 m; Каменов и Коюмджиева, 1983) в сравнение с тази в крайните басейни (напр. ~ 150 m в Белобрешкия басейн; ~ 300 m в Чукуровския басейн по данни на Кацков и Илиев, 1993). В този смисъл трябва да се отбележи, че Белобрешкият басейн представлява една малка, но с доста сложен строеж, грабенова структура, формирана вероятно едновременно или малко след големия Софийски грабен. Пресичането на разломи от Балканидната ($110\text{--}125^\circ$) и Твърдишката ($40\text{--}50^\circ$) система е предопределило образуването на ясно изразен блоков строеж. Активността по отделните разломи е била различна, като най-интензивните низходящи движения и потъване са осъществени в северната част на басейна, където са установени и най-големите дебелини на запълващите седиментни скали (участък „Неделище“). Станянският басейн, макар също да принадлежи към тази област на обща екстензия през късния миоцен и плиоцена, има малко по-различна тектонска еволюция. За разлика от останалите басейни от Софийската провинция (с изключение на Карловския), които са формирани като двустранни грабенови структури, Станянският басейн има характеристиките на полуграбенова система, при която най-съществените тектонски движения са осъществени по северния ѝ ръб. Основните тектонски движения през неогена в тази грабенова система са свързани с пропадане на северните части на структурите по субпаралелни листрични разломи, част от които онаследяват стари навлачни повърхности (Shanov et al., 2007).

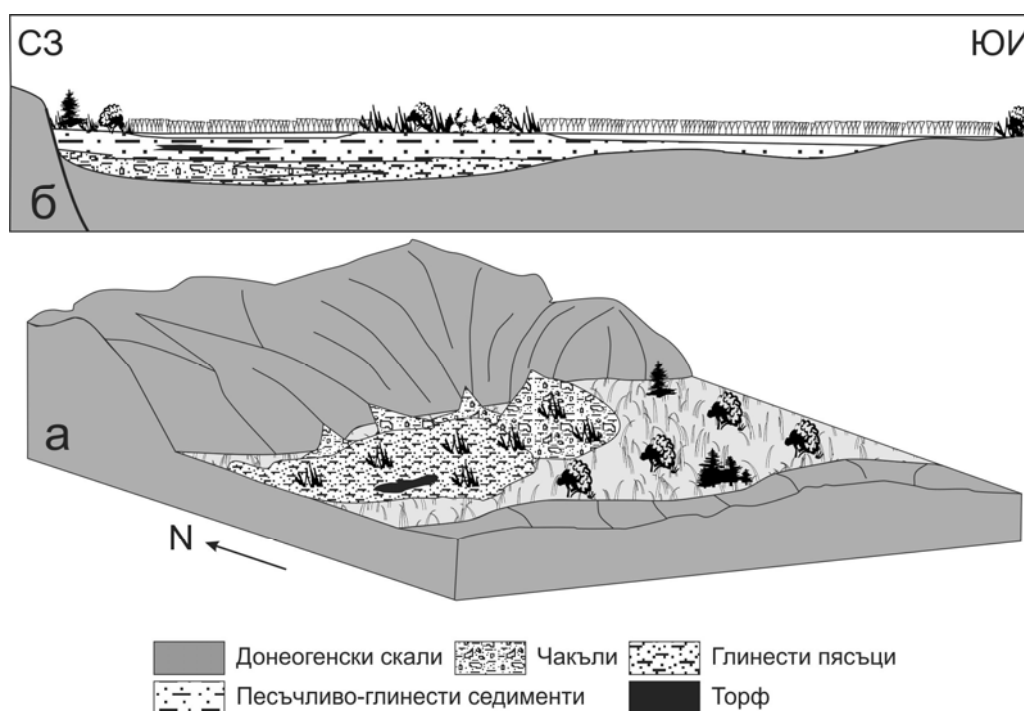


Фигура 1. Късно миоценски етап от развитието на Белобрежкия басейн

Развитието на Белобрежкия и Станянския басейни във времето показва доста сходни черти с други подобни басейни, свързани с късноалпийското развитие на Алпийския ороген, както на територията на България, така и в централна и източна Европа. Като примери за такива могат да се посочат басейните Leoben и Fohnsdorf от Норската депресия в Австрия (Gruber and Sachsenhofer, 2001), Velenje (Словения; Markic and Sachsenhofer, 1997), Софийския, Чукуровския, Карловския, Източно и Западно Маришките, Елховския и други. Това сходство е обусловено от еднообразието на процесите, водещи до образуването им. Различията в скалните последователности, запълващи тези басейни, се дължат на регионално-геоложки причини и са свързани с нееднаквостта на скалите от подложката на неогенските наслаги, както и влиянието на климатичния фактор върху седиментогенезата. Въпреки тези разлики, ясно се очертават няколко етапа в развитието на този тип басейни.

Първият етап от формирането на разглежданите басейни е свързан с повишаване тектонската дейност в края на миоцена (меотски век), довела до разломяването и блоковото разчленяване на района. В рамките на

Белобрежкия басейн седиментацията започва в понижени участъци на донеогенската подложка (фиг. 1). По данни от проучването това става предимно в северните части на района, където в основата на неогенския разрез са установени слабоспоени брекчи и конгломерати с гравийно-песъчливо-глинест матрикс, които на места преминават в лещи от глинести пясъци. Аналогична е ситуацията и в Станянския басейн (фиг. 2), където в отделни участъци, предимно в близост до крайните части на басейна, са образувани до няколко метра дебели бързо изклиняващи слоеве от чакъли до слабоспоени брекчо-конгломерати с глинесто-песъчлив матрикс, преминаващи в дребнозърнести глинести пясъци и глинести алевролити (Божинов и др., 1953ф; Вацев, 1999). Съставът на кластичния компонент (литити от юрски варовици и горнокредни вулкански и седиментни скали в Белобрежкия басейн и юрски пясъчници и варовици в Станянския басейн) подсказва, че източник на кластичния материал са били околните възвишения. Формирането на описаните скали е резултат от действието на временни поройни потоци, свличащи изветрели скални късове от околните възвишения под формата на пролувиални конуси. В този етап от развитието на седиментационните басейни са формирани предимно по-грубокластични скали, характеризиращи се с много лоша сортировка на късовете. Липсата на сортировка на кластичния компонент, макар и характерна за наслагите, образувани в пролувиални условия, може да бъде и указание за сравнително бърза и кратковременна седиментация. Свидетелство за това е сравнително малката дебелина на тези отложения, установена и в двата изследвани басейна (средно около 5-6m в Белобрежкия и около 2-3m в Станянския басейн).



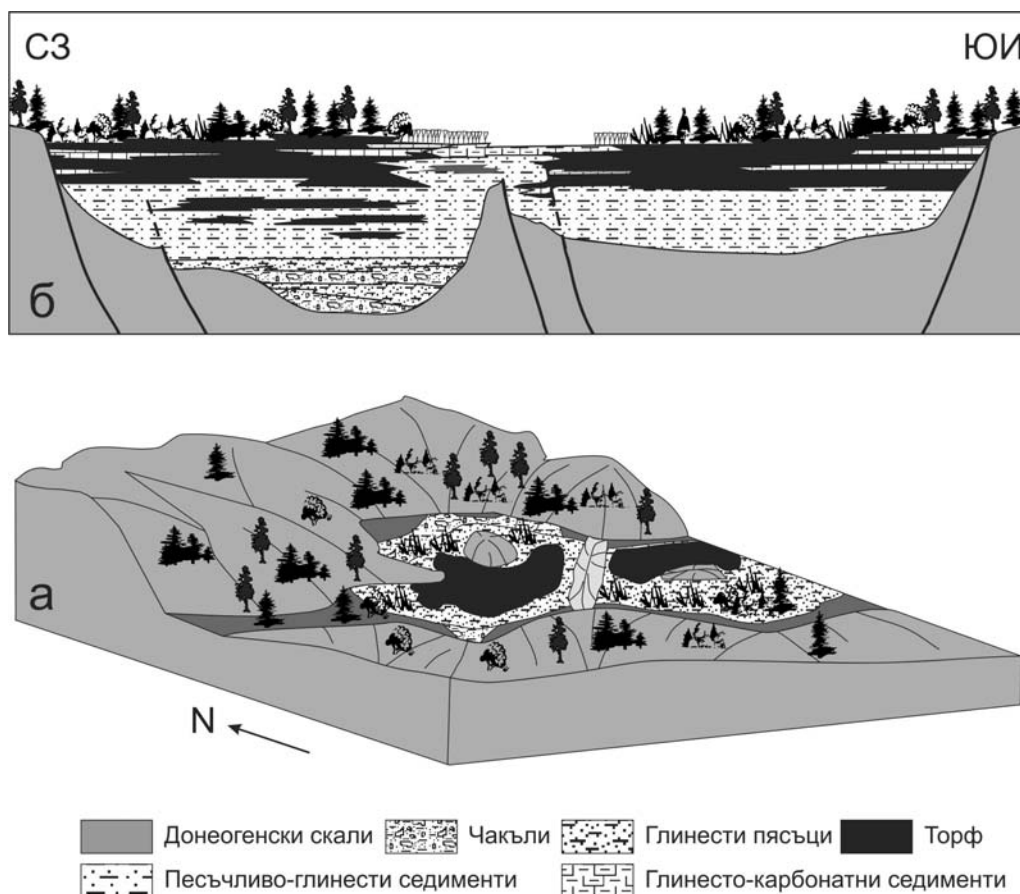
Фигура 2. Късно миоценов етап от развитието на Станянския басейн

Продължаващите низходящите тектонски движения в двата басейна постепенно водят до увеличаване ареала на седиментация на кластичния

компонент (фиг. 1, 2). Едновременно с това се увеличава и количеството на глинестия материал, в резултат на което се формират песъчливите до алевритови глини, изграждащи основния обем на Гнилянската свита в Белобрежкия басейн и Двечкенската свита в Станянския басейн. Обикновено те залягат директно над денудираната донеогенска подложка, а в северните части на Белобрежкия басейн и крайните части на Станянския басейн и над образуваните преди това по-грубо кластични скали. За съжаление, скалите не се разкриват на повърхността и са много слабо изучени. От геоложките изследвания, обаче, е напълно ясно, че и в двата разглеждани басейни скалите се характеризират с повишена карбонатност, което е разбираемо предвид наличието на карбонатни скали в ограждащата подхранваща провинция. Изследваните проби от най-горните части на Гнилянската свита в Белобрежкия басейн показват, че голяма част от описваните по-рано като кластичен компонент късове, всъщност представляват малки (предимно с псамитен и алевритен размер) карбонатни зърна, формирани *in-situ* в рамките на басейна, докато кластичните карбонатни късове се установяват сравнително рядко. В тази връзка е необходимо да се отбележи, че част от нодулите имат издължена форма и силно наподобяват на инкрустациите и калцираните коренови части на растения, установени в някои от карбонатните прослойки в Станянския басейн. Тъй като подобни тела са характерни предимно за континентални басейни с блатни и плитководни крайбрежни зони (Alonso-Zarza, 2003; Verrecchia, 2007; Alonso-Zarza and Wright, 2010), в настоящия труд е прието, че формирането на нодулите в Белобрежкия басейн е по всяка вероятност сингенетично (или ранно диагенетично) с фоновата кластично-глинеста седиментация, и е резултат от кристализация на калцит от набогатени на СаО порови разтвори и/или сезонни осушавания на басейна и инфилтрация в дълбочина на разтвори с повишено съдържание на разтворени карбонати. За съжаление, за Станянския басейн липсват данни за състава на скалите от Двечкенската свита. По аналогия с тези от Гнилянската свита, обаче, може да се приеме като вероятно и там формирането на скалите да е свързано с аналогични процеси.

И в двата разглеждани басейна липсват данни за наличие на алувиални седименти, т.е. басейните са били от затворен тип по отношение на хидроложката им характеристика. Кластичният и пелитният компоненти, установени в скалите, по всяка вероятност са транспортирани от естествения повърхностен отток на атмосферните води. Водното ниво в самите седиментационни обстановки вероятно е било сравнително ниско, като по-едрозърнестият кластичен компонент е концентриран предимно в по-крайните части, докато пелитният материал е внасян и разпределян по цялата площ на басейните. Доказателство за това са от една страна установените в скалите от Белобрежкия басейн плитководни карбонатни нодули, а от друга наличието на повишено количество органично вещество с растителен произход в скалите. В тази връзка трябва да се отбележи, че на няколко нива в Белобрежкия басейн са формирани дебели до 1-2m, но с локално разпространение въглищни пластове (фиг. 1, 3). Данните от геоложкото проучване показват, че по време на образуване на скалите от Гнилянската свита неколккратно са създавани условия за заблатяване и формиране на въглищни пластове. Първоначално заблатяването заема отделни сравнително малки площи в северните части на

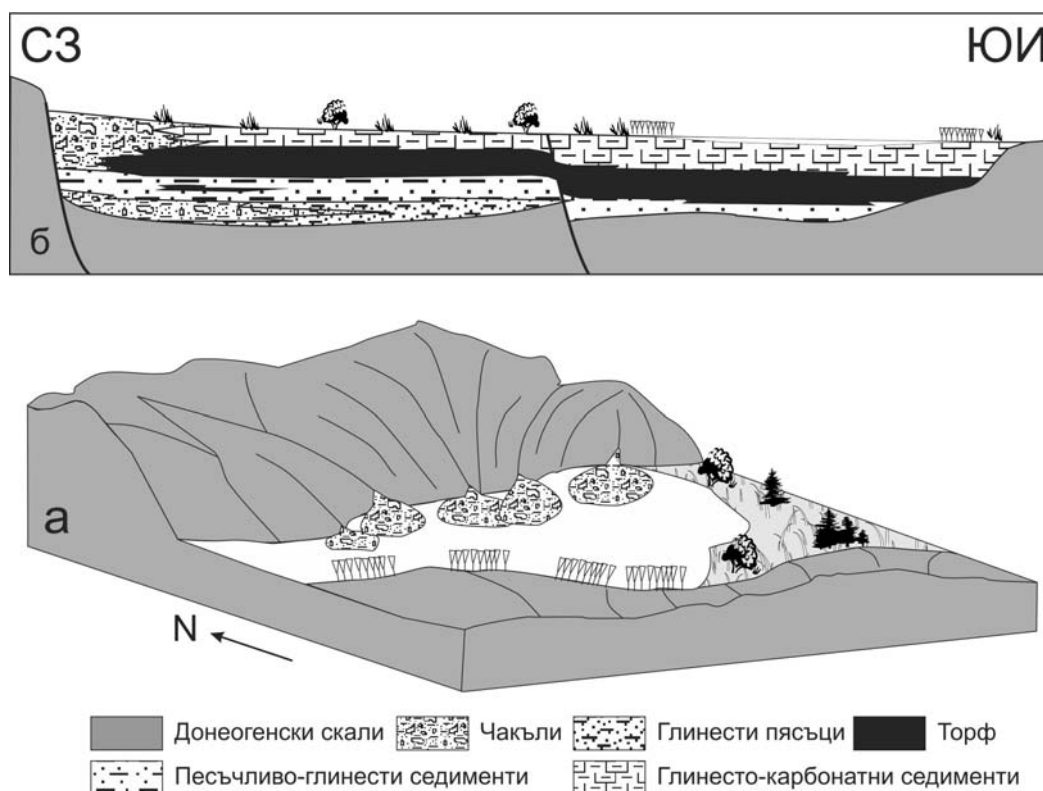
басейна, като постепенно във времето блатата увеличават площта си и имат най-широко площно разпространение по време на образуване на промишления II въглищен пласт. Аналогична е ситуацията и в Станянския басейн, с тази разлика, че там е установена само една сравнително тънка въглищна прослойка под промишления пласт (фиг. 2, 4). И в двата басейна скалите под и над въглищата се характеризират с повишено съдържание на растителна органика (въглищни глини), което подсказва, че промяната на седиментационната обстановка настъпва постепенно.



Фигура 3. Късно миоценски – ранно плиоценски етап в развитието на Белобрежкия басейн – формиране на дебели торфени залежи.

Промисленото торфообразуване в Белобрежкия басейн е осъществено в два участъка, в които са развити блата, които са били преобладаващо от горски тип (фиг. 3). В тях доминираща роля са имали различни кониферни видове, което е предопределило и значително по-добрата запазеност на тъканите в сравнение със станянските лигнити, и съответно формирането на ксилитни въглища. Широколистните растения, макар и отличаващи се със значително разнообразие, са имали подчинено значение. Вероятно по-високостеблените дървета са участвали като единични растения в иглолистната гора или са изграждали отделни групи, докато по-ниско стеблените храстовидни видове са заемали предимно пространството между големите конифери. В отделни участъци е била развита и папратова и тръстикова растителност, за което свидетелства наличието на макар и неголямо количество биомаркери от такава. В Станянския басейн, обратно,

доминираща роля са имали различни широколистни видове, които също са съществували в блато от горски тип. Кониферни растения са развити и тук, но значително по-слабо. Те вероятно са участвали под формата на единични растения в широколистните гори или в покрайнините на басейна. За разлика от Белобрещкия басейн, обаче, тук се установява значително по-съществено развитие на папратова растителност, а липсата на импрегнация на тъканите е предопределило и по-силното въздействие на микробиално-окислителната деструкция. Предвид ниското съдържание на алгинит в изследваните въглища и от двата басейна, по всяка вероятност свободните водни пространства, необходими за развитието на водораслова растителност, са били незначителни по размер.



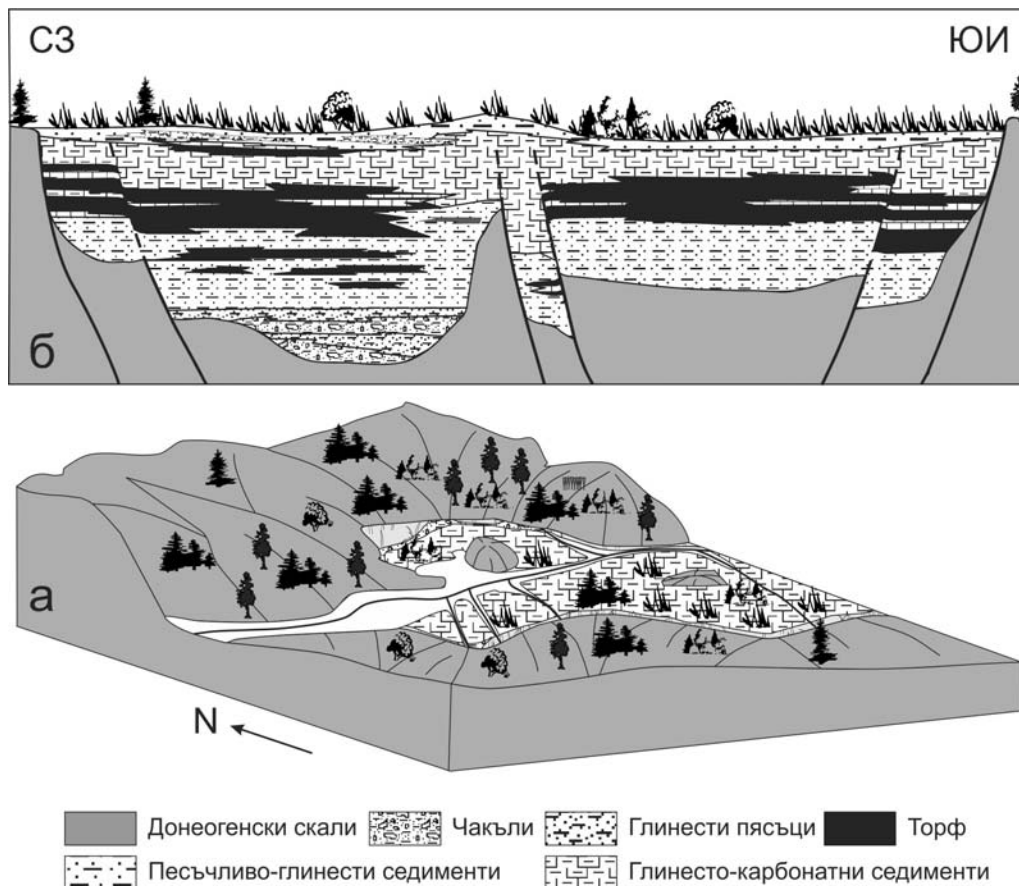
Фигура 4. Късно миоценски – ранно плиоценски етап в развитието на Станянския басейн – формиране на дебели торфени залежи.

Отлагането на растителния материал и в двата басейна се е осъществявало в среда, характеризираща се с честа смяна на окислителни и редукционни условия, за което свидетелстват стойностите на отношението пристан/фитан близки до 1. По всяка вероятност това е резултат от сезонни промени в климатичните условия (Ivanov et al., 2007; Utescher et al., 2009) и свързаното с тях периодично намаляване на водното ниво в блатото. Водата е била слабо подвижна, за което свидетелстват, както сравнително малкото количество кластичен материал, така и наличието на участъци във въглищните пластовете, в които рязко преобладава фоновата хемогенна карбонатна седиментация. Освен сезонните промени в климата, Utescher et al. (2009) установяват и други климатични промени в рамките на Станянския басейн. Те са свързани с промяната на ексцентрицитета на земната орбита, прецесията на земната ос, както и вътрешни причини, като например промяна

в ледниковата покривка на Земята и др., и имат цикличен характер на повторение съответно през около 120 000, 23 000 и 4 500 години (Utescher et al., 2009). В резултат на промените в климата по време на торфонатрупването в Станянския, а по всяка вероятност и в Белобрежкия басейн, се редуват периоди с по-топъл и по-студен климат. Това в Станянския басейн се маркира от известна промяна в съотношението между компонентите на растителните съобщества (Utescher et al., 2009). Вероятно именно в резултат на промените в климата, и по-специално с периодите с по-студен климат, е свързано и периодичното намаляване на размерите на блатата, което е най-ясно изразено в крайните части на разглежданите басейни. Там се установяват множество стерилни прослойки от т.н. „езерна креда“ с дебелина от няколко милиметра до 30-40 cm, а в някои случаи и по-дебели, които са изградени предимно от микрозърнесто карбонатно вещество, смесено с глинести минерали, множество организмови останки, а на места и въглефицирано растително органично вещество, и имат особености, характерни за плитководни до сухоземни крайбрежни отложения (Alonso-Zarza, 2003; Verrecchia, 2007; Alonso-Zarza and Wright, 2010).

Вторият етап от развитието на седиментационните басейни е свързан с постепенното им удълбочаване в резултат на повторна активизация на тектонските движения през късния понт (Загорчев, 2005) и установяване на езерна седиментационна обстановка. В Белобрежкия басейн това става най-рано в северните му части (Неделищенски участък), където са установени и най-големите дебели на езерните скали (около 40m) (фиг. 5а, в). В Станянския басейн първоначално се потопяват източните части (фиг. 4). И в двата басейна седиментацията е предимно карбонатна, с примеси от глинести минерали и неголямо количество кластичен материал, в резултат на което са образувани мергели и глинести варовици. В Белобрежкия басейн скалите на доста места съдържат и въглефицирани растителни останки. Това подсказва, че по всяка вероятност в крайбрежната ивица на басейна е продължавало отлагането на растителен материал, който впоследствие е преразпределян във вътрешността. Друга особеност на скалите от този басейн е наличието в част от изследваните проби на значително количество диатомейни останки, чието развитие зависи силно от наличието на разтворен SiO_2 в средата. Източник на оксида в повечето случаи са скалите от подхранващата провинция, която в района на Белобрежкия басейн е частично изградена от горнокредни андезити. От тях при изветрянето на феричните минерали може да се освободи SiO_2 . Макар и рядко, като източник на оксида може да се посочи и разтварянето на теригенен кварц в рамките на басейна. В разглеждания случай, обаче, тази хипотеза е малко вероятна, имайки предвид липсата на каквито и да било признаци за разтваряне на кварцовите зърна и от двата басейна. Скалите в Станянския басейн не съдържат диатомейни останки, което подсказва за силно ограничен привнос от разтворен SiO_2 в седиментационната обстановка. Дълбочината на водните басейни, за съжаление, трудно може да се установи от наличните данни. Въпреки това, с известна условност може да се предположи, че езерото в Станянския басейн е било по-плитко. Свидетелство за това е наличието на сравнително тънки прослойки от варовици тип „езерна креда“ в мергелите от Белоземската свита, в много от които се установяват следи от корени на растения и

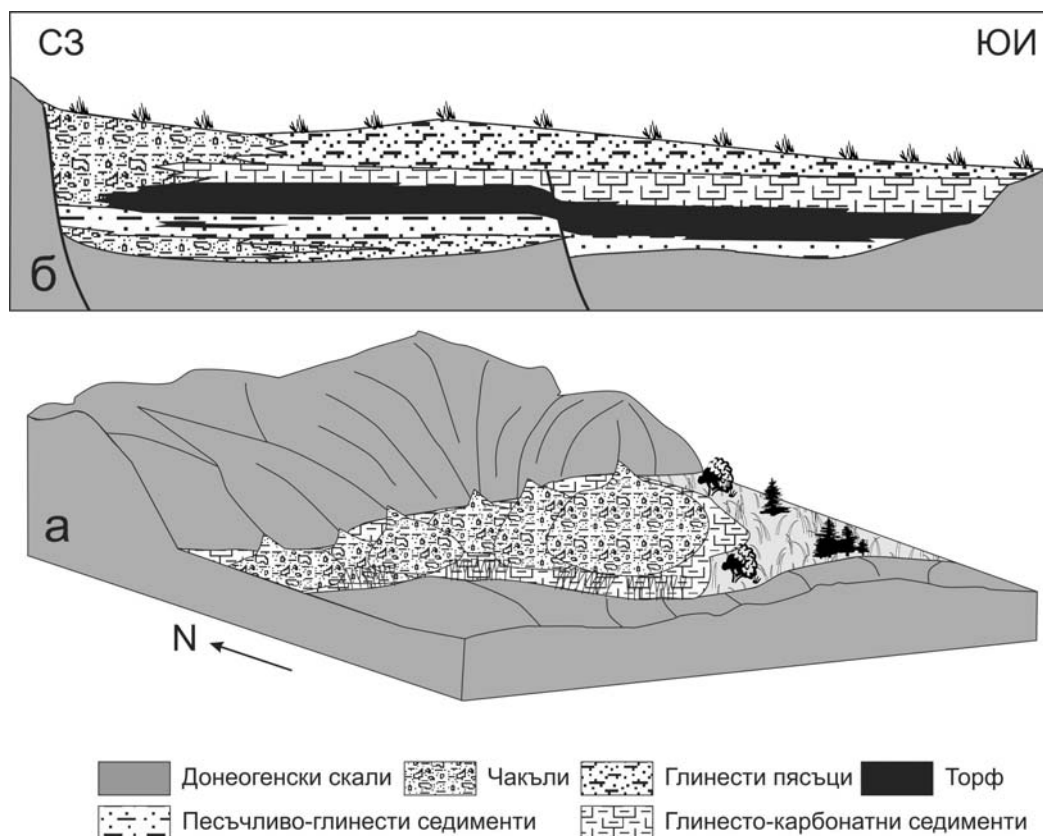
биотурбация. Образоването на тези скали е свързано с отлагане на карбонатни тини в плитководни условия, а присъствието им в разреза свидетелства за многократното изплитняване на водния басейн, вероятно отново в резултат на цикличните промени в климата. В рамките на Белобрежкия басейн тази цикличност е маркирана от наличието на тънки прослойки от глини, съдържащи в повечето случаи незначително количество карбонатно вещество. Тяхното образуване, обаче, по всяка вероятност е свързано с известно удълбочаване на басейна, а липсата на карбонати може да се обясни с установяване на по-кисела среда в резултат на разлагането на органичното вещество.



Фигура 5. Плиоценски етап от развитието на Белобрежкия басейн – формиране на езерен басейн. В края на етапа става ново кратковременно заблатяване и торфообразуване (б)

Езерните отложения и в двата разглеждани басейна се отличават с преобладаващо масивна до дебелослойна текстура, което подсказва, че седиментацията е била вероятно силно повлияна от годишните промени в температурата на водата. Влиянието на тези температурни промени е свързано със смесването на водните слоеве, при което образуваните през лятото или зимата тънки седименти на дъното на басейна се смесват сравнително лесно и съответно се заличава ламинарния строеж на скалите (Reading, 1986; Allen and Allen, 1990; Einsele, 1992; Biju-Duval, 2002). Тук е необходимо да се отбележи, че освен температурната инверсия, влияние върху придънните седименти оказва и активността на водата, която от своя

страна зависи основно от големината на водния басейн. Предвид доста малките размери на изследваните басейни, може да се предположи, че вълновите движения по всяка вероятност са засягали само най-горния сравнително тънък воден слой. В този случай, ако се приеме, че разрушаването на слоестостта е резултат основно от промените в температурата на водата, то най-вероятно дълбочината на басейните е била малка, тъй като температурата оказва влияние предимно в по-плитки езерни басейни (Reading, 1986; Allen and Allen, 1990; Einsele, 1992; Biju-Duval, 2002).



Фигура 6. Плиоценски етап от развитието на Станянския басейн – формиране на плитък езерен басейн с интензивно натрупване на пролувиални грубокластични седименти в северните части.

Постепенното запълване със седименти на разглежданите басейни е довело в края на втория етап от развитието им до тяхното изплитняване. В резултат на това в Блобребжкия басейн се осъществява ново кратковременно заблатяване и формиране на тънък въглищен пласт и въглищни глини (фиг. 5б, в). Те имат по-широко разпространение в Неделищенския участък, а след образуването им басейнът изплитнява още повече, като в най-горните части на Новоискърската свита се формират дебели на места до 5 m варовици от тип „езерна креда“. В същото време в Станянския басейн се налага доста интензивна пролувиална дейност, която води до образуването на предимно едрозърнестите варовикови брекчи от Зайнишката свита в близост до Видлич планина (фиг. 6). В по-южните части на басейна, докдето стига по-малко кластичен материал, вероятно се осъществява и известен размив на по-рано образуваните мергели. Голямото количество карбонатно вещество в скалите, както и допълнителната инфилтрация на карбонатни разтвори е довело до

формирането на слоеве от карбонатни конкреции от почвен тип, каквито понастоящем се установяват в сръбската част на басейна.

Последният етап от развитието на Белобрешкия басейн е свързан с развитието през късния плиоцен в Неделищенския участък на речната мрежа на Палеогаберска река, в резултат от което са формирани неголеми лещи от алувиални глинести пясъци с чакъли, редуващи се с различно песъчливи глини (Лозенецка свита). Останалите части на басейна, които са останали незасегнати от алувиалната дейност, вероятно са били осушени и е започнало формирането на почвен слой, като са образувани жълтеникави до ръждиво-кафяви делувиялни глини, на места с карбонатни ядки. В Станянския басейн този етап е свързан с продължаване на интензивната пролувиална дейност и отлагането в северните части на скалите от Станянската свита. Последните имат преобладаващо червено оцветяване и съдържат значително количество кластичен компонент от долно триаски пясъчници. Това свидетелства, че разкриващите се понастоящем такива скали на изток от границите на басейна, са имали по-широко разпространение и през плиоцена и плейстоцена са изграждали подхранващата суша на север от басейна.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В резултат от проведените изследвания е направена петроложката, минераложката и геохимичната характеристика на промишлените въглищни пластове и литоложката характеристика на вместиците ги седиментни скали от Белобрешкия и Станянския басейни. Получените данни са използвани за установяване на особеностите в седиментационния процес и торфогенезата, въз основа на които е направена интерпретация за геоложкото развитие на басейните.

По-важните изводи, които се налагат от извършените изследвания са следните:

1. Формирането на седиментните басейни е осъществено на фона на регионални тектонски движения, свързани с дезинтеграцията и блоковото разчленяване значителни части от земната кора в западна България в началото на късния миоцен. Литогенезата е протекла в сравнително краткия интервал от късния миоцен до късния плиоцен, в три последователни етапа, формиращи един трансгресивно-регресивен цикъл.
2. Образуваните басейни са били от затворен хидроложки тип, с интензивна хемогенна карбонатна седиментация. Примесите от кластичен и пелитен компонент, установени в скалите и въглищата, са получени в резултат на разрушаване и транспортиране на изходния материал от непосредствената ограждаща суша.
3. Тектонските движения са имали пулсационен характер, изразяващ се в периоди на по-интензивно потъване на подложката и освобождаване на ново седиментационно пространство, редуващи се с периоди на затишие, през които са формирани блатни обстановки и е осъществена торфогенеза.
4. Дълбочината на водата през стадия на езерно развитие на басейните е била малка, в резултат на което дънните отложения са засегнати от размесването на водните слоеве при промяна в температурата през

летните и зимните сезони. Свидетелство за това е липсата на ламинарен строеж в скалите.

5. Освен тектонските движения, съществено значение за образуването на скалите са оказвали и климатичните условия, промяната на които е довела до периодична промяна на водното ниво и формирането на редуващи се пластове от по-дълбоководни мергели и плитководни глинести варовици. Особено ясно това е изразено в по-крайните части на басейните, където са формирани множество прослойки от силно биотурбирани и съдържащи значително количество организмови останки кремави варовици от типа „езерна креда“.
6. В края на миоцена и в двата басейна се налагат блатни седиментационни обстановки, с интензивно развитие на мезофитни горски фитоценози. Растителността в Белобрежкия басейн е доминирана от иглолистни растения, докато в Станянския басейн преобладават предимно широколистни растения и папрати. Тези факти предопределят и съществените разлики във веществения състав на органичното вещество на въглищата.
7. Мацералният състав на белобрежките въглища отразява по-голямата устойчивост на кониферните растения на различни деструктивни процеси. Въглищата са предимно ксилитни, със сравнително добре запазени растителни тъкани и слабо развита бактериална деструкция. Въглищата от Станянския басейн, обратно, са изградени предимно от детритна основна маса, която отразява неустойчивостта на широколистната растителност на дезинтеграция. Органичното вещество е подложено и на значително по-интензивна бактериална преработка.
8. Гелификационните индекси и за двата басейна са с ниски стойности, което подсказва за слаба гелификация на растителните тъкани, вероятно поради често променящото се водно ниво.
9. Торфогенезата е осъществена в условия на намалена скорост на тектонските движения, при което растителните останки са били подложени на процесите на хумификация и механична деструкция за продължителен период от време преди погребването им. Отлагането на растителните останки е осъществено предимно в блата от горски тип, характеризиращи се с честа смяна на окислителни и редуccionни условия. Последното е резултат на промяната на водното ниво, в отговор на измененията в климатичните условия. Подвижността на водата е била малка, за което свидетелства наличието предимно на пелитен компонент и фини кварцови частици, а на места и пълната липса на неорганични примеси във въглищата.
10. Минералният състав и геохимичните особености на въглищата са аналогични на тези от вместиращите ги седиментни скали, което подсказва че по време на седиментогенезата и торфообразуването източниците на скален материал са били идентични и свързани с непосредствено ограждащата суша.

По важните научно-приложни приноси на настоящата работа са:

1. Детайлизирана е литоложката характеристика на скалите от Белобрежкия и Станянския басейни;

2. Мацералният състав на въглищата е изследван чрез съвременни микроскопски методи при използване на флуоресцентна светлина, при което за пръв път за басейните са описани някои липоидни мацерали и като цяло е отразено по-точно количеството на липоидния компонент.
3. Определен е вида на блатата, в които е осъществявано торфообразуването.
4. За пръв път за тези въглища е направена характеристика на химичния състав на разтворимото органично вещество и са определени основни биомаркери, които предоставят ценна информация за състава на фитоценозите, участващи в торфонатрупването, характерните черти на седиментационната обстановка по време на торфогенезата, процесите на бактериална преработка на растителните останки, както и за тяхната диагенеза.
5. Подробно са описани пепелообразуващите елементи, въз основа на което са направени заключения за особеностите на седиментационната обстановка. Установена е тяхната привързаност към органичното вещество. Отбелязани са и разпределението и промяната им по разреза на промишлените пластове, с което са маркирани някои промени в седиментационния процес. Направена е съпоставка с останалите басейни в Софийската провинция.
6. Направена е минераложка характеристика на неорганичната част на въглищата и е установено, че на места се съдържа повишено количество пирит, което трябва да се има предвид при използването им.
7. Въз основа на анализ на характерните черти на седиментация и торфонатрупване са предложени модели на еволюцията на двата седиментационни басейна.
8. За първи път се извършва обвързване на петроложките и геохимични характеристики на въглищата с данни за състава на разтворимото органично вещество и литожките особености на вместващите ги скали. Получените резултати потвърждават съществуващите данни за палеоботаничното разнообразие и дават насока за бъдещи изследвания върху динамиката на развитие на растителните съобщества и тяхната връзка с климатичните условия.

ПУБЛИКАЦИИ ПО ТЕМАТА НА ДИСЕРТАЦИОННИЯ ТРУД

1. Кортенски, Й., А. Здравков. 2003. Разпространение на пепелообразуващи елементи и елементи-примеси в лигнитите от Белобрежкия басейн, България. – Сп. БГД, 64, 1-3, 59-68.
2. Zdravkov, A., J. Kortenski. 2004. Maceral composition and depositional environment of the lignites from Beli breg basin, Bulgaria. – Сп. БГД, 65, 1-3, 157-166.
3. Кортенски, Й., А. Здравков. 2007. Разпределение на пепелообразуващите елементи в лигнити от Софийската въглищна провинция, България. - Сп. БГД, 68, 1-3, 157-166.
4. Zdravkov, Kortenski. 2008. Petrographic composition of the lignite from the Staniantsi basin, Bulgaria. – Докл. БАН, 61, 2, 217-222.